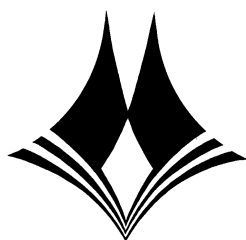


ГОДИШНИК
НА
МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ
“СВ. ИВАН РИЛСКИ” – СОФИЯ

Том 55
Свитък I: Геология и геофизика
ДОПЪЛНИТЕЛНО ИЗДАНИЕ

ANNUAL
OF
UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY
“ST. IVAN RILSKI” – SOFIA

Volume 55
Part I: Geology and Geophysics
ADDITIONAL EDITION



Издателска къща “Св. Иван Рилски”
Publishing House “St. Ivan Rilski”
София, 2012
Sofia, 2012

ISSN 1312-1820

РЕДАКЦИОННА КОЛЕГИЯ

доц. д-р Павел Павлов – главен редактор
доц. д-р Страшимир Страшимиров – зам. главен редактор
доц. д-р Руслан Костов – председател на редакционен съвет
проф. д-р Кръстю Дерменджиев – председател на редакционен съвет
доц. д-р Вяра Пожидаева – председател на редакционен съвет
доц. д-р Десислава Костова – председател на редакционен съвет
Кристина Гочева – секретар

РЕДАКЦИОНЕН СЪВЕТ на Свитък I: Геология и геофизика

доц. д-р Руслан Костов – председател
проф. д-р Димитър Синьовски
проф. д-р Павел Пенчев
проф. д-р Ради Радичев
доц. д-р Валери Златанов
доц. д-р Страшимир Страшимиров

СЪДЪРЖАНИЕ

Раздел 1 – Геология, минералогия и полезни изкопаеми

Айданлийски, Г. Литофациална характеристика на Петроханската теригенна група в част от Западна Стара планина. II. Псамитнодоминирани алувиални литофациеси	5
Айданлийски, Г. Литофациална характеристика на Петроханската теригенна група в част от Западна Стара планина. III. Псамитнодоминирани еолични литофациеси	11
Вълчев, Б., И. Димитров, Д. Съчков, К. Кършева. Геоложкият феномен "Лековитите скали" при с. Скалица, Ямболска област	16
Желев, В., Б. Вълчев, К. Кършева, Д. Съчков. Геотопите "Устието на река Велека" и "Силистар" – основа на един естествен геопарк по палеовулканология	21
Здравков, А., К. Русков, И. Никова, Б. Христов, Д. Петров, Д. Бакърджиев. Присъствие и разпределение на арсен в хумусния хоризонт от Бобовдолската котловина	30
Начев, Г., К. Русков. Дистанционно картиране на карбонатни образувания в Тракийската низина	39
Русков, К., А. Здравков, И. Никова, Б. Христов, Д. Петров, Д. Бакърджиев. Използване на дистанционни месоди за класификация на земното покритие в района на ТЕЦ Бобов дол	44
Синьовски, Д. Белоградчишките скали – една забележителна комбинация от природни, исторически и културни забележителности	50
Синьовски, Д. Геотуристическия потенциал на местността "Сбеговете" в западната част на Белоградчишките скали	56
Страшимиров, С., Ц. Желева, С. Стаменов, С. Добрев. Рудната минерализация и технологични изследвания за обогатяване на руда от златно рудопроявление Владимирово, Тополовградско	61
Съчков, Д., И. Димитров. "Метод на ограничителните повърхнини" – възможности за компютърно моделиране при изчисляването на запаси от индустриални минерали и скали	69
Jelev, V., E. Ilieva, B. Valchev. New data about the Kostalevo fault (Bulgaria)	75
Tarawneh, K., H. AlNawafleh, O. Shakkour, J. Dana. Exploration and evaluation investment opportunities of feldspar ore in Jordan	80

Раздел 2 – Геофизика, хидрогеология и инженерна геология

Борисова, Д., Х. Николов, Б. Банушев, Д. Петков. Разпознаване на магмени скали чрез анализ в пиксела	87
Григорова, М., Б. Рангелов. Статически корекции в обработката на сеизмопроучвателни данни	91
Димовски, С., Н. Стоянов, Х. Цанков, А. Кисьов. Електротомографски изследвания в района на Зографския манастир в Света гора, Атон	96
Кънчева, Р., Д. Борисова. Дистанционно изследване на засолен почви	102
Лаков, А. В., С. Б. Стойнев. Оценка устойчивостта на пътни откоси с използване на полево и лабораторно определени якостни свойства на почвите	107
Радичев, Р., Е. Михайлов, А. Кисьов, Н. Кирилов. Промените в стойностите на гравитационното поле и връзката им със сеизмическата активност и нивото на подпочвените води в района на София	112
Радичев, Р., Б. Рангелов, С. Димовски, М. Янкова. Някои обобщения за разпределението на сеизмичността в Южна България въз основа на каталожни данни за земетресенията до 2007 година	118
Рангелов, Б., В. Славчев, С. Тачев, С. Димитрова. Изследване на земетресенията в София с магнитуд $M > 3$	124
Стойнев, С. Б., А. В. Лаков. Инженерногеолошко райониране на кв. Лисец, град Габрово по условия на строителство	128
Стоянов, Н. Т. Идентификация на миграционните параметри на пореста среда по данни от тестове с импулсно постъпване на индикатора	134
Стоянов, Н. Т. Моделни изследвания на риска от замърсяване на геоложката основа и подземните води от проектираното национално хранилище за радиоактивни отпадъци край АЕЦ "Козлодуй"	140
<i>In memoriam.</i> Проф. Любен Димитров	147
Димитров, Х. Прогнозиране на колекторни тела в средноеоценско-миоценския разрез на долнокамчийския седиментен басейн (морска част) по сеизмостратиграфски данни	149
Кънчева, Р., Д. Борисова. Дистанционно изследване на засолен почви	155
Пеева, Н. Разпределение на биомаркери в долноюрски въглищни прослойки от Селановска площ	160
Костянев С., Г. Трапов, С. Димовски, А. Василев, В. Стоянов, Е. Костадинов. Числено моделиране и геоложка интерпретация на геотермални полета в Черно море	165

CONTENTS

Part 1 – Geology, Mineralogy and Mineral Deposits

Ajdanlijsky, G. Lithofacial characteristic of the Petrohan Terrigenous Group in part of Western Stara Planina mountain. II. Psamite-dominated fluvial lithofacies	5
Ajdanlijsky, G. Lithofacial characteristic of the Petrohan Terrigenous Group in part of Western Stara Planina mountain. III. Psamite-dominated aeolian lithofacies	11
Valchev, B., I. Dimitrov, D. Sachkov, K. Karsheva. The geological phenomenon “The healing rocks” near Skalitsa village, Yambol district	16
Jelev, V., B. Valchev, K. Karsheva, D. Sachkov. Geotopes “Mouth of Veleka river” and “Silistar” – foundation of a natural geopark of paleovolcanology	21
Zdravkov, A., K. Ruskov, I. Nikova, B. Hristov, D. Petrov, D. Bakardjiev. Occurrence and distribution of arsenic in soils around the Bobov Dol thermoelectric power plant	30
Nachev, G., K. Ruskov. Mapping by remote sensing of carbonate formations in the Thracian plane	39
Ruskov, K., A. Zdravkov, I. Nikova, B. Hristov, D. Petrov, D. Bakardjiev. Application of remote sensing techniques for the study of ground area surface in the area of the thermal power plant Bobov Dol	44
Sinnyovsky, D. Belogradchik rocks – a remarkable combination of natural, historic and cultural sites	50
Sinnyovsky, D. The geotourist potential of the place “Sbegove” in the western part of the Belogradchik rocks	56
Strashimirov, S., Ts. Zheleva, S. Stamenov, S. Dobrev. Ore mineralisation and technological studies for mineral processing of the ores from gold occurrence Vladimirovo, Topolovgrad region	61
Sachkov, D., I. Dimitrov. “The Method of Confining Surfaces” – options for computer modeling for the purpose of reserve calculation of industrial minerals and rocks	69
Jelev, V., E. Ilieva, B. Valchev. New data about the Kostalevo fault (Bulgaria)	75
Tarawneh, K., H. AlNawafleh, O. Shakkour, J. Dana. Exploration and evaluation investment opportunities of feldspar ore in Jordan	80

Part 2 – Geophysics, Hydrogeology and Engineering Geology

Borisova, D., H. Nikolov, B. Banushev, D. Petkov. Detection of igneous rocks by sub-pixel method	87
Grigorova, M., B. Rangelov. Static corrections in seismic data processing	91
Dimovski, S., N. Stoyanov, C. Tzankov, A. Kisiov. Electrotomographic surveying in the region of the Zograf Monastery, Mount Athos	96
Kancheva, R., D. Borisova. Remote sensing of salt-affected soils	102
Lakov, A. V., S. B. Stoynev. Slopes stability evaluation using in-situ and laboratory defined soil shear strength parameters	107
Radichev, R., E. Mihailov, A. Kisiov, N. Kirilov. Changes in the values of the gravitational field and their connection to the seismic activity and the groundwater level in the region of Sofia	112
Radichev, R., B. Rangelov, S. Dimovski, M. Yankova. Some assumptions in regard to the seismicity distribution in South Bulgaria according to earthquake catalogue data up to year 2007	118
Rangelov, B., V. Slavchev, S. Tachev, S. Dimitrova. Sofia area seismicity investigation about M>3 earthquakes	124
Stoynev, S. B., A. V. Lakov. Engineering geological zoning of Lisets district in Gabrovo town (Bulgaria) according the conditions for construction	128
Stoyanov, N. T. Estimation of transport parameters of porous medium according to data derived from tests performed with impulse input of tracer	134
Stoyanov, N. T. Model studies estimating the risk of a possible pollution in the geological basis and groundwater caused by the designed national disposal facility for storage of radioactive waste in the area of NPS “Kozlodui”	140
In memoriam. Prof. Luben Dimitrov	147
Dimitrov, H. Forecast based on seismostratigraphic data for collectors in the middle-eocene to miocene section of lower Kamchiya sediment basin (sea part)	149
Kancheva, R., D. Borisova. Remote sensing of salt-affected soils	155
Peeva, N. Biomarker distribution in low jurassic coal seams from Selanovtsy area	160
Kostyanov S., G. Trapov, S. Dimovski, A. Vassilev, V. Stoyanov, E. Kostadinov. Numerical modelling and geological interpretation of geothermal fields in the Black sea	165

ЛИТОФАЦИАЛНА ХАРАКТЕРИСТИКА НА ПЕТРОХАНСКАТА ТЕРИГЕННА ГРУПА В ЧАСТ ОТ ЗАПАДНА СТАРА ПЛАНИНА. II. ПСАМИТНОДОМИНИРАНИ АЛУВИАЛНИ ЛИТОФАЦИЕСИ

Георги Айданлийски

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; ajdansky@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. В изучените разрези са отделени общо седем псамитнодоминирани алувиални литофациеси. Литофациес Sm (пясъчник, масивен, алувиален) е представен от лошо сортирани пясъчници с масивна текстура, образувани при рязко спадане на транспортния капацитет на претоварени от псамитни седименти потоци, водещо до мигновено отлагане на тези седименти или са продукт от ефемерни потоци, генерирали обширни пясъчни покрови в разливна равнина. Скалите от литофациес Str (пясъчник, мулдовидно косослоест, с единични или съставни серии, алувиален) се образуват в условията на високоинтензивен долен (турбулентен) потоков режим при миграцията на разнообразни по форма пясъчни вълни и валове. Хомогенните и с равен базис α -тип серии коса слоестост от литофациес Sp (пясъчник, плоскопаралелно косослоестост, с единични или групирани серии, алувиален) са указание за развитие на плоски пясъчни банки в руслови плитководия, докато съставните плоскопаралелно о-тип серии коса слоестост от този литофациес, се оформират в условията на високоинтензивен долен (спокоен) потоков режим, в резултат на миграция една над друга на поредица асиметрични пясъчни вълни с преобладаващо прави гребени. Литофациес Sr (пясъчник, дребномащабно косослоест, с единични и съставни плоскопаралелни и мулдовидни серии, ребра от всички типове, алувиален) се формира в условия на ниско интензивен долен (спокоен) потоков режим, в плитководни участъци, върху пясъчни банки и валове или върху финозърнести отложения от разливната равнина. При литофациес Sl (пясъчник, нискогълно-косослоест, алувиален) наклонът на косите слоеве не превишава 10° . В едни от случаите този литофациес се интерпретира като развитие на антидюни, в други, когато се отлага върху материали от разливната равнина, се приема, че изгражда нискорелефни прируслови валове и конуси, резултат от пробиви в крайканаловите валове. Литофациес Sh (пясъчник, хоризонталнослоест, алувиален) рядко съдържа гравийни или чакълни късове. Когато е формиран в условия на долния (спокоен) ниско интензивен потоков режим, седименти от този тип се развиват при средна едрина на частиците над 0.6 mm. В условия на горния ниско интензивен потоков режим се образуват хоризонтално слоести пясъчници, с развитие на ямки от водовъртежи по плоскостта на наслявяване, като преобладават средно- до дребнозърнести, безслюдени пясъчници.

LITHOFACIAL CHARACTERISTIC OF THE PETROHAN TERRIGENOUS GROUP IN PART OF WESTERN STARA PLANINA MOUNTAIN. II. PSAMITE-DOMINATED FLUVIAL LITHOFACIES

George Ajdanlijsky

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia, ajdansky@mgu.bg

ABSTRACT. Generally seven psamite-dominated fluvial lithofacies were established in the studied sections. Lithofacies Sm (sandstone, massive, fluvial) is represented by poorly sorted massive sandstones, generated during the rapid decreasing of the transport capacity of overloaded by psamites sedimentary flow, that leads to instantaneous discharge of the flows or are product of ephemeral flows that generates in fluvial plain wide sand sheets. The rocks of lithofacies Str (sandstone, through crossbeds, solitary or compound sets, fluvial) is formed in conditions of high-intensive lower (turbulent) flow regime during the migration of various in shape sand waves and bars. The homogeneous and with flat bottom α -type sets of lithofacies Sp (sandstone, planar crossbeds, fluvial) indicates the development of flat sandy banks in shallow parts of the river, while the compound o-type crossbedded sets of this lithofacies are formed in the settings of high-intensive lower (laminar) flow regime and are result of the migration of one over another sequence of sand waves with mainly straight crests. Lithofacies Sr (sandstone, ripple cross-lamination of all types, solitary or compound sets, fluvial) is formed in low-intensive lower (quite) flow regime, in shallow parts of the sandy banks and bars or overbank fines. In lithofacies Sl (sandstone, low-angle crossbeds, fluvial) the inclination of the crossbedding is less than 10° . In some cases this lithofacies is interpreted as antidune development, in other, when is developed over overbank fines, is accepted as part of low relief levee and crevice splay bodies. Lithofacies Sh (sandstone, horizontal laminated, parting or streaming lineation, fluvial) contain very rare pselit fragments. When it is formed in lower (quite) low-intensive flow regime, the sediments of this type are developed in coarse grained sands. In upper low-intensive flow regime are developed horizontal laminated medium to fine grained sandstones with turbulence scores free of mica.

Въведение

Настоящата статия представлява част от серия от публикации, дискутиращи литофациалната характеристика на Петроханската теригенна група в обхвата на Берковската

единица. Тя е насочена към групата на алувиалните псамитнодоминирани литофациеси. Обозначаването на отделните единици е съобразно принципите, заложи в предложената от Miall (1977) номенклатура.

Видът на контакта на слоевете с долната повърхнина, дебелината на сериите и типът слоестост, са описани съгласно класификационната номенклатура на Allen (1963). Термините *пясъчно ребро*, *пясъчна вълна*, *пясъчен вал* и *банка*, използвани при интерпретацията на литофациесите, се отнасят за морфоложки форми, генерирани при определен потоков режим и зърнометрична характеристика на заемащите дъното му или транспортирани от него седименти (Harms, Fahnestock, 1965). Степента на сортираност е описана с помощта на петстепенна скала (Bogs, 1995).

Описание на псамитнодоминирани алувиални литофациесите

Отложенията, включени в тази група, са изградени от фин до груб пясък. По-грубозърнестите тела обикновено съдържат и псефитни късове с размер над 2 mm, представени в количества под 30% от обема на скалата (Miall, 1978).

Литофациес Sm – масивен пясъчник

Описание

Представен е от дребно до грубозърнест, лошо сортирани пясъчници с масивна текстура. Често в тях присъстват екстра- и интракласти с видимо безразборно положение в пласта. Рядко основата или горнището на този литофациес е ерозионна повърхност с остатъчни отложения. Средният размер на включените класти е от порядъка на 1-2 cm, максималният – до 15 cm. Формата им е разнообразна – от ръбеста до добре заоблена. На места в глинестите интракласти се наблюдават деформации.

Долната граница на единицата е ерозионна, но сравнително равна. Често, когато покрива алевроитно- и пелитнодоминирани литофациеси, в долнището ѝ се наблюдават текстури на внедряване и пукнатини на изсъхване. Формата на телата е пластовидна до лещовидна. Дебелината на единицата варира от 0.2 m над 2.1 m.

Интерпретация

Масивните пясъчници от литофациес Sm са образувани при рязко спадане на транспортния капацитет на претоварени от седименти (пясъци) потоци, водещо до мигновено и безразборно отлагане на тези седименти върху ерозионното руслово дъно (Hayward, 1983; Johnson, 1984). Според Lowe (1976) липсата на текстури при тези образувания може да се тълкува като резултат от бързо обезводняване на седиментите, при което се разрушават присъстващите първични седиментни текстури.

В някои от разрезите пластовидната форма на единиците от този литофациес се интерпретира като продукт от ефемерни потоци, генерирали обширни пясъчни покрови в разливна равнина (заливна тераса) или в плитък, но обширен езерен басейн. Образоването на Sm с деформирани интракласти се свързва със синседиментационни деформационни процеси. В отделни случаи с този литофациес са свързани белези на синседиментационно свличане.

Литофациес Str – пясъчник, мулдовидно-косослоест, с единични θ (тета)- или съставни π (пи)-тип серии, алувиален

Описание

Към този литофациес се причисляват съдържащите псефитни късове и чисти, мулдовидно косослоести, грубо- до финозърнест пясъчници, с различна степен на сортираност. Преобладават средно до едрозърнестите разновидности. При по-дребнозърнестите разновидности се наблюдават серии с хетерогенна литология. По правило, основата на единиците представлява ерозионна повърхност. В редки случаи, непосредствено над нея, под формата на тънки лещи, са развити масивни пясъци с или без интракласти. В много от случаите върху тази ерозионна повърхност или по междуслойните повърхности се разполагат интра- или екстракласти с размери от милиметри до над 20 cm. Понякога по долната повърхност се развиват текстури на натоварване и внедряване.

Мулдовидната коса слоестост е представена преобладаващо от съставни π (пи)-тип серии и много рядко от единични θ (тета)-тип серии коса слоестост. Само в единични случаи се наблюдават серии от Str с ξ (кси)-тип коса слоестост. Дебелината на отделните косослоести серии варира между 0.1 и 1.55 m, като преобладават тези с дебелина 0.2-0.6 m. Ширината на единичните серии е от порядъка на няколко dm и рядко превишава 1 m. Дебелината на съставните серии достига до 5 m. Често се наблюдава нормална и реверсивна градационна слоестост по отношение дебелината на сериите. Ъгълът на потъване на тангиращите към ерозионната повърхност коси слоеве варира от 15° до 32°. Средната му стойност, измерена в най-стръмните участъци на сериите, е от порядъка на 23-26°. Втрѐ в сериите често се наблюдават нискоъгълни треторангови ограничителна повърхности.

Формата на телата е лещовидна до клиновидна. Максималната измерена ширина на отделна косослоеста единица достига до 4.6 m. Върху пластовите повърхности мулдовидната коса слоестост показва дъгообразни следи на нарастване, изпъкнали срещу генериралото ги течение. Тези следи са отделени от разклоняващи и сливащи се повърхнини. В отделни случаи те могат да се проследят на разстояние над 6 m.

Интерпретация

Мулдовидно косослоестите пясъчници от литофациес Str се образуват в условията на високоинтензивен долен (турбулентен) потоков режим, в резултат на миграция по посока на течението на разнообразни по форма пясъчни вълни и валове (Simon, Richardsom, 1962; Harms, Fahnestock, 1965; Miall, 1978). Те са типично руслови отложения, често инициращи елементарния алувиален цикъл. Процесът на ерозия, генериращ жлеба, и процесът на неговото запълване със седиментен материал, протичат почти едновременно. Образоването им е в пряка зависимост от посоката на теченията в потока. По тази причина посоката на потъване на ламините, както и тази на осите на отделните жлебовете се използва за установяване основното направление на транспорт.

При съставните серии тази последователност се е повтаряла многократно. Това води до миграцията на поредица еднотипни пясъчни тела едно над друго и образуване на тела, с дебелина до няколко метра. Подобно на пясъчните ребра, те се придвижват по повърхност с относително малък наклон. Вариациите в дебелината на сериите отразява колебанията в енергията на потока. С подобни процеси се свързва и генерирането на реактивационните повърхности вътре в отделните серии, както и треторанговите ограничителни повърхности в съставните серии. Развитие на литоложки хетерогенни серии е указание за пулсационен характер на седиментацията – редуване на потоков режим и генериране на пясъчни тела, последвани от периоди със застойни хидродинамични условия, през които в понижените участъци между гребените на пясъчните тела са отлагани алевроито-пелитни материали – последователност, характерна за ефемерен тип потоци.

Литофациес Sp – пясъчник, плоскопаралелно-косослоест, с единични α (алфа)-тип или групирани o (омикон)-тип серии, алувиален

Описание

Към този литофациес се причисляват единичните и съставни, плоскопаралелно косослоести пясъчници. Зърнометричната им характеристика напълно съвпада с обхватата на литофациес Str. Основата на единицата е равна неерозионна, по-рядко равна или слабо неравна ерозионна повърхност. Типични за тази литофациална единица са единичните α (алфа)-тип и групирани o (омикон)-тип косослоести серии. По-рядко се срещат серии, принадлежащи на γ (гама)-тип и ϵ (епсилон)-тип коса слоестост. Наблюдава се нормална и обратна градационна слоестост в дебелината на сериите.

Ъгълът на косата слоестост в сериите е от 18° до 32°. Слоевите тангират или се допират под ъгъл към базисната повърхност. Отделните слоеве могат да показват значителни гранулометрични вариации. Дебелината на слоевете е от 2 до 5 mm. Често по междусловевите повърхнини е отложена слюда. Реактивационни повърхности се наблюдават както в единичните, така и в групирани серии. Отделните серии имат рязка, пластовидна или неравна ерозионна долна и горна ограничителни повърхнини. Не са рядкост глинести интракласти или екстракласти, разположени в основата на серията и/или по междусловевите повърхнини. Наблюдават се реактивационни повърхности, деформирани челни слоеве на серии, текстури на внедряване по долнището на сериите.

Формата на телата е плоска до клиновидна. Дебелината на отделните серии варира от 7-8 cm до 1.3 m с един ясен акцент в интервала под 0.5 m. Максималната измерена дебелина на групирана серия е 2.1 m. При пълна разкритост отделни серии могат да се проследят латерално на разстояние над 20 m.

Интерпретация

Според Allen (1963) хомогенните и с равен базис α -тип серии коса слоестост от литофациес Sp са указание за развитие на плоски пясъчни банки, с прав или слабо изкрит преден ръб на нарастване, образуващи се в плитководната, по-полегата вътрешна част на слабоеандрира-

щи русла. Аналогично на литофациес Str и тук хетерогенните ϵ -тип серии коса слоестост са продукт от значима флукутация на енергията на потока (Reineck, Singh, 1973).

Съставните плоскопаралелни o -тип серии коса слоестост от литофациес Sp се образуват в условията на високо интензивен долен (спокоен) потоков режим. В тези условия по посока на течението се наблюдава миграция една над друга на поредица еднотипни асиметрични пясъчни вълни, с преобладаващо прави гребени (Simon, Richardsom, 1962; Harms, Fahnestock, 1965) и/или като диагонални и напречни пясъчни банки, последователно нарастващи една върху друга в широки и дълбоки потокови канали (Levey, 1978; Collinson, 1970). Отчетливият ерозионен базис на сериите от γ -тип коса слоестост е индикация за рязка промяна на силата на потока, предхождаща образуването на нискорелефните езиковидни, обикновено напречни на течението, валове и пясъчни вълни вътре в руслото (Miall, 1978). Тангенциалното и ъглово прилягане на слоевете към базиса на сериите е в пряка зависимост от силата на потока (Jopling, 1965). Ниската потокова енергия предизвиква директен контакт на челните слоеве към базиса. Постепенното повишаване на потоковата енергия води до засилване на завихрянията в подветрената страна, а с това и засилване на обработката на челните слоеве. Това довежда до развитието на тангиращи към основата челни слоеве. В условията на ниско интензивен долен (спокоен) потоков режим, при покриване на плоскопаралелни косослоести банки или валове от реброви форми, често се достига до фино градиране на челните слоеве от едромасштабната серия. Подобен текстурен белег не е диагностичен за плоскопаралелни еолични серии и поради това има диагностично значение при разграничаването на иначе сходните по външен вид образувания (Smith, 1970; Levey, 1978; Plint, 1983).

Деформиране до преобръщане на челни слоеве в планарните косослоести серии е описано от многобройни автори (Hobday, 1978; Levey, 1978; Long, 1978; Turner, 1981). Причина за тази синседиментационна деформация са "... влаченията в горната част на оводнени пясъчни тела, причинени от претоварен от седименти интензивен воден поток ..." (Turner, 1981). За причинителя на това оводняване на седиментите този автор посочва външен за системата агент, който създава дисконтакт между отделните зърна, водещ до "втечняване на седиментите". Много по-надеждно обяснение на подобни деформации е свързването им с претоварване по време на наводнение на нелитифицираните утайки от литофациес Sp от нова "тежка" порция седименти или от свличания в резултат от нестабилност на естествения откос на пясъчното тяло в случаи на рязко спадане на водното ниво и осушаване на част от тялото.

Развитието на нискоъгълни ерозионни (реактивационни) повърхности вътре в единичните или в съставните серии на литофациес Sp е комплексен указател за спадане както на енергията, така и на дълбочината на потока. Тези повърхности маркират флуидна преработката на разположения по посока на течението склон на вече формирани вътрешноруслови валове и банки, чиято горна повърхност временно е осушена (Collinson, 1970; Smith, 1971; Boothroyd, Ashley, 1975; Blodgett, Stanley, 1980). Подобни

текстури са резултат и от миграция на пясъчни вълни и ребра върху и около по-едромащабните образувания (Banks, 1973; McCabe, Jones, 1977; Haszeldine, 1983).

Посоката на потъване на челните слоеве в сериите при литофациес Sr може силно да се отклонява от преобладаващата посока на транспорт, особено когато те са продукт от латерална акреция в прируслов вал. При ползването им за определяне на основната посока на палеотеченията е необходим внимателен анализ на събраните данни, с отчитане спецификите в морфологията на телата и техния вътрешен строеж (Collinson, 1970; Smith, 1970; Cant, Walker, 1976; Cant, 1978).

Литофациес Sr – пясъчник, дребномащабно-косослоест, с ребра от всички типове, алувиален

Описание

Този литофациес обхваща цялото разнообразие от симетрични и асиметрични реброви форми, с амплитуда равна и по-малка от 5 cm. Изградени са от едрозърнести до финозърнести пясъчници, като среднозърнестите разновидности преобладават. Степента на сортираност силно варира. Срещат се единични и съставни μ (мю)-тип плоско-паралелни и ν (ню)-тип мулдовидни косослоести серии, а също и възходящи ребра – ν (ню)-тип и κ (капа)-тип косослоести серии. Съгласно въведената от Хънтър (Hunter, 1966; 1977) класификационна номенклатура, използвана при настоящото изследване, по-голямата част от възходящите ребра попадат в областта на надкритичния подтип.

Амплитудата на отделните ребра се колебае от 1.2 до 4.0 cm. Често междусерийната повърхност е маркирана от тънка драперия от пелитен материал. Типична е нормалната градационна слоестост. Формата на гребените, съдейки по белезите по горните повърхности на наслояване, варира от синусоидална, дъговидна, езиковидна и сърповидна до ребра с неправилни гребени. Дебелината на пластове, изградени от седиментите на този литофациален тип, варира в границите на няколко дециметра. Рядко, и главно в горните нива на елементарните алувиалните цикли, възходящите реброви форми изграждат отделни тела с обща дебелина до 0.95 m.

Формата на телата е най-разнообразна. Много често долната граница на литофациеса представлява постепенен преход от литофациеси Sr и Str. Често в литофациес Sr присъствуват и пукнатини на изсъхване.

Интерпретация

В зависимост от скоростта на потока и стойността на седиментното подхранване, могат да се генерират различни по морфология пясъчни ребра (Allen, 1963). В условията на ниско интензивен долен (спокоен) потоков режим, в плитководни участъци върху пясъчни банки и валове или върху финозърнести отложения от разливните равнина, се образуват полета от дребни ребра (Smith, 1972; Miall, 1978). При спадащо ниво и колебание на посоката на потока те са типичен завършек на русловите отложения (Miall, 1977), развити по горната и/или страничните части на образуванията при по-интензивен потоков режим тела. По горнището на тези полета се развиват пукнатини на изсъхване.

Формата на ребрата се определя от енергията на потока. При увеличаване силата на потока, ребрата с прави гребени последователно се сменят с дъговидни и езиковидни гребени (Allen, 1968; Harms, 1969; Costello, Southard, 1981).

Развитието на възходящи ребра указва за високи скорости на аградация, при значително количество суспензиран материал в потока (Reineck, Singh, 1973; Stear, 1985). Този тип ребра са присъщи предимно за прибрежните валове или разливните области на алувиалните равнини (McKee, 1966). Съгласно Боерсма и колектив (в Reineck, Singh, 1973) в случаите, когато възходящите ребра покриват реактивационни повърхности и мигрират срещу потока, те са указание за рязко краткотрайно повишаване скоростта и турбулентия на флуида, довели до частична ерозия на част от вала и последвало покриване на тази повърхност от ребра, образувани в условията на горен (бурен) потоков режим.

Литофациес SI – пясъчник, нискогълно-косослоест, алувиален

Описание

Грубо- до финозърнестите, лошо до добре сортирани пясъчници от литофациес SI се разполагат върху ерозионна повърхност или покриват седименти от пелитнодоминирани литофациеси. Наклонът на косите слоеве не превишава 10° , като контактът с основата на серията е предимно тангиращ. В отделни случаи се наблюдава хълмовидна косослоеста текстура. Изглаждат единични и съставни серии. Долната граница е равна или слабо вдлъбната, често ерозионна. В отделни случаи, главно когато сериите са с хетерогенен строеж, развити са сред разливни отложения или са в основата на дребномащабен канал, в тях се наблюдават текстури на обезводняване или синседиментационна деформация.

Върху основата или по слоевите повърхнини на седиментите от литофациес SI се наблюдават главно глинести интракласти и по-рядко отделни екстраформационни късове. Дебелината на отделните косослоести серии варира от 20 cm до над 2 m. Латерално разпространението на отделни тела се следи до 35 m. Формата на телата е лещовидна и клиновидна. В значителна част от случаите седиментите от този литофациес се явяват като единични серии.

Интерпретация

Нискогълните косослоестите пясъчници от литофациес SI са образувани предимно в условията на горен потоков режим (Collinson, 1996). В рамките на един елементарен алувиален цикъл те са установени в две различни позиции. В едни от случаите те представляват антидюни, запълващи широки, плитки жлебове, развити върху русловото дъно при ниско ниво на водата и висока стойност на транспортната сила на потока (Cant, Walker, 1976; McLean, Jerzykiewicz, 1978; Rust, 1978). В други, когато се отлагат върху материали от разливната равнина, се приемат че изграждат нискорелефни прируслови валове и конуси, образувани при пробиви в крайканаловите валове при високо интензивен долен потоков режим (Miall, 1978).

Литофациес Sh – пясъчник, хоризонтално-слоест, алувиален

Описание

Литофациес Sh обхваща грубо- до финозърнести, лошо до добре сортирани хоризонталнослоести пясъчници, рядко съдържащи гравийни или чакълни късове. Често върху пластовите повърхности са развити текстури на праволинейна отделност и ивици на течение. Рядко, предимно във финозърнестите разновидности, под формата на лещи сред хоризонталнослоестите седименти се наблюдават много дребни ребра с амплитуда под 5 mm. В редки случаи се наблюдава и слаба ондулация на слоевете, което в план резултира в повтарящи се куполовидни и мулдовидни образувания с текстури на праволинейна отделност. Формата на телата е пластовидна (покровна), клиновидна, рядко лещовидна. Дебелината на пластовете, изградени от тази литофациална единица варира от 10 cm до няколко метра. Долната граница е ерозионна или рязка литоложка. Почти не се срещат интракласти.

Интерпретация

Хоризонтално-слоестите пясъчници от литофациес Sh се продуцират от твърде различни хидродинамични режими на седиментация. В долния (спокоен) нискоинтензивен потоков режим, седименти от този тип се развиват при средна едрина на частиците над 0.6 mm (Costello, Southard, 1981; Middleton, Southard, 1984). Обикновено тези седименти са обогатени на слюда и сред тях се наблюдава развитие на много дребномащабни ребра. В условия на горен ниско интензивен потоков режим, се образуват хоризонтално-слоести пясъчници, с развитие на ямки от водовъртежи по плоскостта на наслояване (Harms, Fahnestock, 1965). При по-високоинтензивен горен потоков режим и относително малка дълбочина на потока, върху пластовите повърхности се развиват текстури на праволинейна отделност и ивици на течение (Miall, 1978). В последните два случая преобладават средно- до дребнозърнести, безслюдени пясъчници (Stear, 1985).

Хълмовидните текстури напомнят на хълмовиден тип (hummocky-type) коса слоестост, но присъствието им сред алувиални отложения предполага развитие на стоящи пясъчни вълни в условията на горен високо интензивен потоков режим (Collinson, 1996; Rust, Gibling, 1990). В случаите, когато покрива литофациес Gms (Айданлийски, 2010), образуването на литофациес Sh се свързва с последвалото преработка на най-горната част на кално-каменните (дебритови) покрови от постоянно течащи води. Въпреки, че този литофациес може да се яви във всички етапи на развитие на алувиалния цикъл, той е по-характерен за неговата горна (финална) част.

Литофациес Se – пясъчник, богат на интракласти, ерозионен хоризонт, алувиален

Описание

Литофациес Se е представен от лещовидни тела с неравни, ерозионни базови повърхнини, набогатени на интракласти. Средната амплитуда на врязване в отдолу лежащите седименти е от порядъка на един до няколко дециметра. Максималната измерена амплитуда на ерозия възлиза на 1.2 m. Едрината на интракластите варира от

няколко до над 20 cm. Количеството им в латерална посока се колебае силно. Наблюдават се интервали както с броеничоподобно подреждане на късовете, а също и такива, достатъчно набогатени, за да бъдат обозначени като глинесто-късови конгломерати, в които може да се разпознае имбрикационно подреждане. Подобни прослойки на места достигат дебелина до 20-30 cm и винаги изкливат на кратки разстояния. Късовете обикновено са слабо заоблени и вместили в масивна или неяснослеста основна маса – грубо- до финозърнестесто-песъчлива. Екстракласти се явяват като единични късове върху ерозионната повърхност. По-значими набогатявания са рядкост, а латералната им издържаност е в обхвата на няколко дециметра.

Интерпретация

Литофациес Se е несъпоставим с останалите от схемата, както по начина и честотата на проява, така и по значението си при интерпретациите и реконструкциите на процесите на алувиална седиментация (Cant, Walker, 1976; Miall, 1978). Той представлява базалното ниво на елементарните алувиални цикли (Allen, 1965). Образуването му е свързано с акумулация в талвега на новообразувано русло на финозърнести материали, принадлежащи на разливатата равнина, транспортирани при максималната енергия на потока. Масивната текстура на основната маса, в която са разположени предимно плоските глинести късове, е указание за бърза седиментация в горния или долния високо интензивен потоков режим (Johnson, 1984).

Развитието на литофациес Se е характерно за ерозионните процеси, свързани с формирането на основата на каналите от висок ранг, но се среща и при такива от понисък ранг (Rust, 1978). Този литофациес отразява резки колебания в хидравличния режим вътре в основния руслов канал. Според Smith (1970) и Williams & Rust (1970), образуването му съвпада със спадането на енергията и дълбочината на водата в потока.

Литература

- Айданлийски, Г. 2010. Литофациална характеристика на Петроханската теригенна група в част от Западна Стара планина. I Псефитнодоминирани литофациеси. – Год. МГУ "Св. Иван Рилски", 53, св. I, Геол. геоф., 13-16.
- Allen, J. R. L. 1963. The classification of cross stratified units. With notes on their origin. – *Sedimentology*, 2, 93-114.
- Allen, J. R. L. 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. – *Sedimentology*, 5, 89-191.
- Allen, J. R. L. 1968. *Current Ripples. Their Relation to Patterns of Water and Sediment Motion*. North-Holland Publ., 433 p.
- Banks, N. L. 1973. The origin and significance of some down-current-dipping cross-stratified sets. – *J. Sed. Petrol.*, 43, 2, 423-427.
- Blodgett, R. H., K. O. Stanley. 1980. Stratification bedforms, and discharge relation of the platte braided river system, Nebraska. – *J. Sed. Petrol.*, 50, 1, 0139-0148.
- Bogs, S. Jr. 1995. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Sec. Ed., Prentice Hall, N. J., 774 p.
- Boothroyd, J. C., G. M. Ashley. 1975. Process, bar morphology and sedimentary structures on braided outwash fans, Northeastern Gulf of Alaska. – In: *Glaciofluvial and Glacio-*

- lacustrine Sedimentation* (Eds. Jopling A., B. McDonald), *Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ.*, 23, 193-222.
- Cant, D. J. 1978. Development of a facies model for sandy braided river sedimentation: comparison of the South Saskatchewan River and the Battery Point Formation. – In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. Miall, A. D.), *Can. Soc. Pet. Geol., Memoir* 5, 627-640.
- Cant, D. J., R. G. Walker. 1976. Development of a braided fluvial facies model for the Devonian Battery point sandstone, Quebec. – *Can. J. Earth Sci.*, 13, 102-119.
- Collinson, J. D. 1970. Bedforms of Tana River, Norway. – *Geogr. Ann.*, 52A, 31-56.
- Collinson, J. D. 1996. Alluvial sediments. – In: *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (Ed. Reading, H. G.), Blackwell, 37-82.
- Costello, W. R., J. B. Southard. 1981. Flume regime experiments on lower flow regime bed forms in coarse sand. – *J. Sed. Petrol.*, 51, 849-864.
- Harms, J. C. 1969. Hydraulic significance of some sand-ripples. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 363-396.
- Harms, J. C., R. K. Fahnestock. 1965. Stratification, bed forms, and flow phenomena (with an example from the Rio Grande). – In: *Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation* (Ed. Middleton, G. V.), *Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ.*, 12, 84-115.
- Haszeldine, R. S. 1983. Descending tabular cross-bed sets and bounding surface from a fluvial channel in the Upper Carboniferous coalfield of north-east England. – In: *Modern and Ancient Fluvial Systems* (Eds. Collinson J., J. Lewin), *Int. Assoc. Sed., Spec. Publ.*, 6, 449-456.
- Hayward, A. B. 1983. Coastal alluvial fans and associated marine facies in the Miocene of S.W. Turkey. – In: *Modern and Ancient Fluvial Systems* (Eds. Collinson J., J. Lewin), *Int. Assoc. Sed., Spec. Publ.*, 6, 323-337.
- Hobday, D. K. 1978. Fluvial deposits of the Eccu and Beaufort Groups in the Eastern Karoo Basin. – In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. Miall A. D.), *Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir*, 5, 413-430.
- Hunter, R. E. 1966. Terminology of cross stratified layers and climbing ripple structures. – *J. Sediment. Petrol.*, 47, 697-706.
- Hunter, R. E. 1977. Basic types of stratification in small aeolian dunes. – *Sedimentology*, 24, 361-387.
- Johnson, S. Y. 1984. Cyclic sedimentation in a rapidly subsiding basin, northwest Washington. – *Sediment. Petrol.*, 38, 777-791.
- Jopling, A. V. 1965. Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas. – *J. Sediment. Petrol.*, 35, 777-791.
- Levey, R. A. 1978. Bedform distribution and internal stratification of coarse grained point-bars, Upper Congaree River, S. C. – In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. Miall A. D.), *Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir*, 5, 105-128.
- Long, D. G. F. 1978. Proterozoic stream deposits: some problems of recognition and interpretation of ancient sandy fluvial systems. – In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. Miall A. D.), *Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir*, 5, 313-342.
- Lowe, D. R. 1976. Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. – *Sedimentology*, 23, 285-308.
- McCabe, P. J., C. M. Jones. 1977. The formation of reactivation surface within superimposed deltas and bedforms. – *J. Sediment. Petrol.*, 47, 707-715.
- McLean, J. R., T. Jerzykiewicz. 1978. Cyclicality, tectonics and coal, some aspects of fluvial sedimentology in the Brazeau-Paskapoo Formation, Coal Valley area, Alberta, Canada. – In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. Miall A. D.), *Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir*, 5, 441-468.
- Miall, A. D. 1977. A review of the braided river depositional environment. – *Earth Sci. Revs.*, 13, 1-62.
- Miall, A. D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers deposits: a summary. – In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. Miall A. D.), *Canad. Soc. Petrol. Geol., Memoir*, 5, 597-604.
- Miall, A. D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology.* - Berlin-Heidelberg, Springer-Verlag, 582 p.
- Middelton, L. T., A. P. Trujillo. 1984. Sedimentology and depositional setting of the Upper Proterozoic Scanlan conglomerates, Central Arizona. – In: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates* (Eds. Koster, E., R. Steel), *Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir*, 10, 189-202.
- Plint, A. G. 1983. Facies, environments and sedimentary cycles in the Middle Eocene, Bracklesham Formation of the Hampshire Basin: evidence for global sea-level changes. – *Sedimentology*, 30, 665-684.
- Reineck, H.-E., I.B. Singh. 1973. *Depositional Sedimentary Environments. With Reference to Terrigenous Clastics.* - Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 437 p.
- Rust, B. R. 1978. A classification of alluvial channel systems. – In: *Fluvial sedimentology* (Ed. Miall A. D.), *Can. Soc. Pet. Geol., Memoir*, 5, 187-198.
- Rust, B. R., M. R. Gibling. 1990. Three-dimensional antidunes as HCS mimics in a fluvial sandstone: The Pensilvanian South Bank Formation near Sydney, Nova Scotia. – *J. Sediment. Petrol.*, 60, 59-72.
- Simons, D. B., E. V. Richardson. 1962. The effect of bed roughness on depth discharge relations in alluvial channels. – *U. S. Geol. Surv., Wat. Sup. Pap.*, 1498E, 26 p.
- Smith, N. D. 1970. The braided stream depositional environment: Comparison of the Platte river with some Silurian clastic rocks, North-Central Appalachians. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 2993-3041.
- Smith, N. D. 1971. Pseudo-planar stratification produced by very low amplitude sand waves. – *J. Sediment. Geol.*, 41, 69-73.
- Smith, N. D. 1972. Some sedimentological aspects of planar cross-stratification in a sandy braided rivers. – *J. Sediment. Petrol.*, 42, 624-634.
- Stear, W. M. 1985. Comparison of the bedform distribution and dynamics of modern and ancient sandy ephemeral flood deposits in the southwestern Karoo region, South Africa. – *Sediment. Geol.*, 45, 209-230.
- Turner, B. R. 1981. Deformed cross-bedding patterns in the Upper Triassic Molteno Formation, in the main Karoo Basin, S. Africa. A model for their genesis. – *Geol. Rundsch.*, 70, 1-12.
- Williams, P. F., B. R. Rust. 1969. The sedimentology of a braided river. – *J. Sed. Petrol.*, 39, 649-679.

ЛИТОФАЦИАЛНА ХАРАКТЕРИСТИКА НА ПЕТРОХАНСКАТА ТЕРИГЕННА ГРУПА В ЧАСТ ОТ ЗАПАДНА СТАРА ПЛАНИНА. III. ПСАМИТНОДОМИНИРАНИ ЕОЛИЧНИ ЛИТОФАЦИЕСИ

Георги Айданлийски

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; ajdansky@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. Делът и разнообразието на еоличните литофациеси, установени в разреза на Петроханската теригенна група в обхвата на Берковската единица, е ограничен. Въпреки това, те представляват важен фациален и палеогеографски индикатор. Основно са представени косослоести разновидности. Средномащабните единици от литофациес Stre (пясъчник, мулдовидно-косослоест, в единични или съставни серии, еоличен) възникват при надлъжна и диагонална миграция на езиковидни или сърповидни пясъчни вълни и валове, върху или около дюните, при променлив режим на ветровете, докато едромасщабните и гигантски серии се интерпретират като резултат от миграция на бархановидни дюни. Широко разпространение имат и средномащабните единици от литофациес Spe (пясъчник, плоскопаралелно-косослоест, в единични или съставни серии, еоличен), продукт от седиментация в подветрения склон на пясъчни дюни от всички основни морфоложки типове или резултат на миграция на едромасщабни напречни пясъчни дюни с праволинейни гребени. Преходането от високоъгълна косослоеста към субхоризонтална слоестост при основата на сериите, най-често е резултат от преработка на основата на дюната от успоредни на билото ѝ ветрове. Другият широко разпространен литофациес - Sle (пясъчник, нискоъгълно-косослоест, еоличен), е типичен продукт на седиментация при високоенергетичен ветрови режим, в наветрения склон и билото на едромасщабните дюни или подветрения склон и фланговете на нискореелефните дюни. Той често преходва в или се замества от литофациес She (пясъчник, хоризонталнослоест, еоличен) характерен за отложенията от междудюнните пространства. Значително по-ограничено разпространение има литофациес Sre (пясъчник, ребра от всички типове, еоличен), представен предимно от асиметрични, нискоамплитудни, единични или серии от ребра, генерирани в междудюнните пространства и наветрения склон на дюните. Преобладаващата част са възходящи ребра, принадлежащи изключително на подкритичният тип.

LITHOFACIAL CHARACTERISTIC OF THE PETROHAN TERRIGENOUS GROUP IN PART OF WESTERN STARA PLANINA MOUNTAIN. III. PSAMITIC-DOMINATED AEOLIAN LITHOFACIES

George Ajdanijsky

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; ajdansky@mgu.bg

ABSTRACT. The portion and the variety of the aeolian lithofacies determined in the Petrohan Terrigenous Group profile in Berkovitca Unit is limited. Despite of this they are important facial and palaeogeographical indicator. The cross-bedding varieties are mainly presented. The medium-scale units of lithofacies Stre (sandstone, trough-crossbedded, solitary or co-set, aeolian) are generated through the longitudinal and diagonal migration of linguoid and barchanoid sand waves and bars over or around the dunes in condition of variable wind regime, while the large-scale and giant sets are interpreted as result of migration of barchanoid dunes. Wide distribution have also the medium-scale units of lithofacies Spe (sandstone, planar-crossbedded, solitary or co-set, aeolian) which are product of sedimentation in toe slope of sand dunes from all main morphological types or migration of large-scale transversal dunes with straight crest. The transition from high-angle cross-bedding to sub-horizontal lamination at the sets' base, most often is result of reworking of the dune toe by parallel to its crest winds. The other wide distributed lithofacies Sle (sandstone, low-angle cross-bedding, aeolian) is a typical product of sedimentation in high-energy wind regime in the area of windward slope and the crest of large-scale dunes or leeward slope and flanks of the low-relief dunes. Often this lithofacies passes or is replaced by lithofacies She (sandstone, horizontal laminated, aeolian) that is typical for the deposits of inter-dune areas. Significantly restricted is the distribution of lithofacies Sre (sandstone, ripple-marks from all types, aeolian) represented mainly by asymmetric, low amplitude, solitary or co-sets of ripples generated in inter-dune areas and windward slope of the dunes. The predominant part of them is climbing ripples, that belongs mainly to subcritical type.

Въведение

Въпреки твърде ограниченото си разпространение и разнообразие, еоличните литофациеси, установени в разреза на Петроханската теригенна група в обхвата на Берковската единица, Западна Стара планина, представляват важен фациален и палеогеографски индикатор за възстановяването на процесите и условията на седиментотрупване на територията на СЗ България през раннотриаската епоха. Настоящата работа е част от поредица от публикации, в които се въвеждат и интерпретират литофациални единици, установени в континенталните класични последователности в долната част на долнотриаската серия от обхвата на Берковската единица.

Основно, при идентифицирането на еоличните литофациеси, са използвани критериите, приложени от Чаталов и Георгиев (Catalov, Georgiev, 1989), като е обърнато особено внимание на типа на контакта на слоевете с долната повърхност на сериите, както и посоката и ъгълът на потъване на слоевете, с цел изясняване на енергията на транспортиращата палеосреда и транспортиращия агент (еоличен или воден; Jorling, 1965). При изучаване микрореелефа на повърхността на кварцови зърна от слабо споени разновидности е използван сканиращ електронен микроскоп. За целта са опробвани слабо литифицирани интервали. След стандартна за метода подготовка на пробите (Khinsley, Doornkamp, 1973; Khinsley et al., 1976) е изучена

фракция 2ф-4ф. Анализът е приложен за установяване на следи от еоличен транспорт на седиментите.

Видът на контакта на слоевете с долната повърхнина, дебелината на сериите и типът слоестост, са описани съгласно класификационната номенклатура на Allen (1963).

Описание на псамитнодоминираните алувиални литофациеси

В изследвания район, в разреза на Петроханската теригенна група, са отделени и дефинирани общо пет еолични псамитнодоминирани литофациеси. Обозначаването им е съобразно принципите, заложи в предложената от Miall (1977) номенклатура.

Литофациес Stre – пясъчник, мулдовидно-косослоест, с единични или съставни серии, еоличен

Описание

Литофациес Stre обхваща предимно средно- до едрозърнести пясъчници, средно до много добре сортирани, изграждащи единични или групирани мулдовидно-косослоести серии, главно от ξ (кси)-тип коса слоестост. Долната граница на сериите е жлебовидна, със сравнително полегати склонове. Горната е равна или слабо изпъкнала.

Слоеве са успоредни или асиметрично сходящи към долнището. Сериите се характеризират с ритмична слоестост, обусловена от редуване на по-дебели (1-3 cm) и по-едрозърнести слоеве, и по-тънки – от порядъка на няколко милиметра, по-дребнозърнести слоеве. Дебелината на сериите варира от 25-35 cm до над 1.8 m. Формата на телата е клиновидна до лещовидна.

Характерна е както нормална, така и обратна градиционна слоестост. В скалите почти напълно отсъства слюда и интраформационни късове.

Интерпретация

Средномасштабните единици на този литофациален тип възникват вследствие променлив режим на ветровете. При подобни условия процесите на ветрова ерозия водят до образуване на мулдовидни вдълбавания и до съпътстващото ги запълване със седименти. Като цяло това води до надлъжна и диагонална миграция на езиковидни или сърповидни пясъчни вълни и валове върху или около дюните (Reineck, Singh, 1973; Rubin, Hunter, 1983; Rubin, 1987; Clemmensen, Blakey, 1989). В по-голямата си част те са привързани към наветрения склон (Limarino, Spalletti, 1986) или периферните билни участъци на бархановидните и параболични дюни (McKee, Douglas, 1971; Shen, 1988; Krapeta, 1990). Според McKee (1966) подобни процеси протичат и в останалите основни морфоложки типове дюни.

Едромасштабните и гигантски серии се интерпретират като резултат от миграция на бархановидни дюни (Allen, 1963; Steel, 1983; Krapeta, 1990).

Литофациес Spe – пясъчник, плоскопаралелно-косослоест, с единични или съставни серии, еоличен

Описание

Представен е от плоскопаралелно-косослоести, средно до добре сортирани пясъчници, изграждащи α (алфа)- и β (бета)-тип единични, и ξ (кси)-тип съставни косослоести серии с почти паралелни или сходящи, предимно равни долна и горна граници.

В горната част на сериите слоевете са със стръмен наклон (28° - 35°), докато в долната част този ъгъл бързо намалява и слоевете често стават субхоризонтални до хоризонтални. Рядко се наблюдават ъглови контакти с основата. Често наблюдаваните реактивационни повърхности са равни или слабо огнати.

Слоестостта има ритмичен характер, подобно на описаната при литофациес Stre, като разликата в гранулометрията на съседни слоеве е в порядъка до 0.5-0.75 mm. Обикновено в горната част на сериите слоевете са с неясни граници и няколко пъти по-дебели, отколкото в долната си, тангираща част. Върху междуслойната повърхност, предимно в долната част на сериите, понякога се наблюдават зърна с размер на гравий. В отделни случаи, върху основата на сериите се развиват неравни слоеве или издължени лещи с дебелина до сантиметър, изградени от по-едри и по-добре заоблени зърна.

Формата на телата е предимно пластовидна до слабо клиновидна. Дебелината на единичните серии варира от няколко дециметра до над 1.55 m и само в един случай достига до 4.8 m. Горната граница на сериите има предимно ерозионен характер.

Интерпретация

Средномасштабните единици от литофациес Spe са продукт от седиментация в подветрения склон на пясъчни дюни от всички основни морфоложки типове (McKee, 1966; Glennie, 1970; Galloway, Hobday, 1983; Ross, 1983; Loope, 1983; Mader, 1985; Clemmensen, Blakey, 1989). Други автори считат, че този тип отложения се продуцират в резултат на миграция на едромасштабни напречни пясъчни дюни с праволинейни гребени (Kocurek, Dott, 1981; Clemmensen, Hegner, 1991; Krapeta, 1990).

Равните, субхоризонтални ограничителни повърхности, са резултат от еолична ерозия, преустановена до нивото на грунтовете води или от миграция една върху друга на едромасштабни макроформи (McKee, Moiola, 1975; Brookfield, 1977; Gradzinski et al., 1979; Mader, 1982). Развитието на реактивационни повърхности указва за променлив (по сила и направление) характер на въздушните потоци, обтичащи тялото, резултат от изменения в морфологията на тялото или на сезонни причини (Brookfield, 1977).

Прехождането от високоъгълна косослоеста към субхоризонтална слоестост при основата на сериите, най-често е резултат от преработка на основата на дюната от успоредни на билото ѝ ветрове (Kocurek, 1996) или от развитието на серии от много нискоамплитудни възходящи ребра с почти хоризонтална повърхност на миграция (Hunter, 1977).

Описаните остатъчни набогатявания, изградени от добре заоблени по-едри зърна, са развити върху алувиални пясъчникови седименти, съдържащи интракласти. Подобни слоеве, означените като "хайвероподобни" пясъчници (Glennie, 1970), са интерпретирани като основа на еолични дюни в обхвата на бреговите банки на алувиалните канали. Отсъствието на слюда в покриващата ги косослоеста серия потвърждава тази интерпретация.

Литофациес Sre – пясъчник, с ребра от всички типове, еоличен

Описание

Представен е предимно от асиметрични, нискоамплитудни, единични или серии от ребра с амплитуда до 5 cm, изградени от добре сортиран дребно- до средно-, по-рядко едрозърнест пясъчник. Преобладаващата част са възходящи ребра, принадлежащи изключително на подкритичният тип на Hunter (1977). Преобладава вълновидната и сърповидна форма на гребените. Сериите показват отчетлива обратна градационна слоестост. Глинести драперии и фрагменти, както и слюда напълно отсъстват.

В телата от литофациес Sre добре се проследяват само горната и долната им ограничителни повърхнини. Челните слоеве са полегати и равни, но в по-голямата част от сериите тези слоеве са трудно различими или дори неразличими. Проследяването на отделните тела по площ е ограничено. Дебелината на съставните серии не надхвърля 25 cm.

Интерпретация

Според McKee (1979), вероятността седиментите от този литофациес да се съхранят в разреза е сравнително малка. Те се причисляват към образуванията от междюдюнните пространства и тези от наветрения склон на дюните (McKee, Douglas, 1971; Градзиньский, 1980; Galloway, Hobday, 1983; Stam, 1994). Развитието и запазването им в подветрения склон е възможно в участъци с преобладаване на влаещ начин на транспорта (Kocurek, 1996). Това е указание за намаляване наклона на подветреният склон, обикновено свързвано с усиление на ветровата енергия.

Принадлежността на възходящите ребра към подкритичния тип е отличителен белег за еоличните образувания и отразява високоенергетичната им среда на образуване (Sharp, 1963; Kocurek, Dott, 1981; Clemmensen, Blakey, 1989). Отчетливата обратна градационна слоестост е следствие от сегрегационни процеси в областта на гребените на ребрата (Kocurek, Dott, 1981; Hunter, Richardson, 1988; Anderson, Bunas, 1993).

Литофациес Sle – пясъчник, нискогълно-косослоест, еоличен

Описание

Към този литофациес се отнасят дребно- до среднозърнести, добре сортирани, нискогълни, предимно плоскопаралелно-косослоести пясъчници, изграждащи единични или групирани серии. Основата на сериите е преобладаващо равна, ерозионна. Горната граница е равна, рязка. При лоша разкритост може да се сбърка с литофациес She.

Слоевите показват описаната в литофациес Stre ритмична слоестост. По междуслоевите повърхности се наблюдават броеници от зърна от груб пясък до дребен гравий. Дебелината на отделните слоеве е няколко милиметра.

Формата на телата е преобладаващо клиновидна. Средната дебелина на отделните серии е от порядъка на един-два дециметра, но понякога могат да достигнат дебелина до 1.3 m. В отделни случаи се наблюдава постепенен вертикален и латерален преход в седиментите на литофациес She.

Интерпретация

Според Glennie (1970), McKee (1966), McKee and Tibbitts (1964) и Ross (1983), отложенията от литофациес Sle са типичен продукт на седиментация при високоенергетичен ветрови режим, в наветрения склон и билото на едромашабните дюни. Други (Limarino, Spalleti, 1986; Kocurek, 1987; Heps, 1988) приемат този тип отложения като характерни за подветрения склон и фланговете на нискорелефните дюни. Според Clemmensen and Blakey (1989), подобни нискогълни косослоести серии се развиват при латерална акреция в подветрената страна на дюни или прирусови валове, при диагонални второстепенни ветрови потоци или в пясъчните покрови от междюдюнните пространства (McKee, Tibbitts, 1964; Chan, 1989; Karpeta, 1990).

Литофациес She – пясъчник, хоризонталнослоест, еоличен

Описание

Представен е от хоризонталнослоести, добре и много добре сортирани пясъчници, с характерно ритмично редуване на дребнозърнести с грубозърнести ламини. Сортировката е много добра. Дебелината на отделните слоеве варира от 2-3 mm до 3 cm. Слоевите са издържани на значителни разстояния. На отделни повърхности се наблюдава характерната за литофациеса „прътовидна текстура“, представляваща редуване на слоеве с контрастна гранулометрия. В отделни серии са развити тънки лещи, изградени от нискоамплитудни еолични ребра. Наблюдава се както нормална, така и обратна градационна слоестост.

Телата са с плоска, пластовидна форма. Средната дебелина на единиците е в диапазона 15-30 cm, максималната – 1.2 m.

Интерпретация

Седиментите от този литофациес са образувани от влачен материал при много силни ветрове. Те изграждат значителна част от пясъчните покрови на междюдюнните пространства (McKee, Tibbitts, 1964; Hunter, 1977; McKee, 1979; Clemmensen, Abrahamsen, 1983; Chan, 1989; Clemmensen, Blakey, 1989; Clemmensen, Hegner, 1991). Други изследователи приемат етапност в тяхното образуване: редуване на седиментация в условията на високоинтензивна (седиментира се предимно по-едър, транспортиран главно посредством влачен материал) и нискоинтензивна (преобладава седиментацията на по-дребния, суспензиран материал) среда (Schwan, 1988).

Флуктуациите във ветровия режим са индикирани от ритмичната прътовидна слоестост (Mader, 1985). Schwan (1986, 1987) свързва този тип отложения с изменение на нивото на грунтовите води, водещо до омокряне или изсушаване на междудюнното пространство.

Развитието на отложения от литофациеси Sle и Sre в горнището на литофациес She маркира постепенно понижаване на ветровата сила или миграция на едромасабна макроформа (Kocurek, 1996).

Съгласно Langford (1989) и Langford and Chan (1989) в случаите, когато еолични комплекси са развити върху алувиални отложения и са в непосредствена близост до активни алувиални русла, шансът да се запази част от тях (обикновено най-долната) е значителен, въпреки каналовата ерозия.

Заклучение

В изучените разреза на Петроханската теригенна група в обхвата на Берковската единица, Западна Стара планина, са описани и интерпретирани общо пет псамитнодоминирани еолични литофациеси – Stre, Spe, Sle, She и Sre. Тяхното плочно разпространение, стратиграфска и палеогеографска позиция и комплексна седиментна архитектура ще бъдат обект на следващи публикации.

Литература

- Градзинский, Р., А. Костецкая, А. Радомский, Р. Унгур. 1980. *Седиментология*. М., Недра, 646 с.
- Allen, J. R. L. 1963. The classification of cross stratified units. With notes on their origin. – *Sedimentology*, 2, 93-114.
- Anderson, R. S., K. L. Bunas. 1993. Grain size segregation and stratigraphy in aeolian ripples modeled with a cellular automaton. – *Nature*, 365, 740-743.
- Brookfield, M. E. 1977. The origin of bounding surface in ancient aeolian sandstones. – *Sedimentology*, 14, 303-332.
- Catalov, G., V. M. Georgiev. 1989. Aeolian sediments in the Rotliegend south of the village of Kirchevo Teteven anticlinorium, Central Fore-Balkan. – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 42, 10, 67-70.
- Chan, M. A. 1989. Erg margin of Permian White Rim Sandstone, SE Utah. – *Sedimentology*, 36, 235-251.
- Clemmensen, L. B., K. Abrahamsen. 1983. Aeolian stratification and facies association in desert sediments, Arran basin (Permian), Scotland. – *Sedimentology*, 30, 311-339.
- Clemmensen, L. B., R. C. Blakey. 1989. Erg deposits in the Lower Jurassic Wingate Sandstone, northeastern Arizona: oblique dune sedimentation. – *Sedimentology*, 36, 449-470.
- Clemmensen, L. B., J. Hegner. 1991. Aeolian sequence and erg dynamics; The Permian Corrie sandstone, Scotland. – *J. Sediment. Geol.*, 61, 5, 768-774.
- Eolian Sediments (Eds. Heps, P., S. G. Fryberger) 1988. *Sediment. Geol., Spec. Publ.*, 55, 12, 1-184.
- Galloway W. E., D. K. Hobday. 1983. *Terrigenous Clastic Depositional Systems. Applications to Petroleum, Coal, and Uranium Exploration*. Springer-Verlag, New York, 423 p.
- Glennie, K. W. 1970. *Desert Sedimentary Environments. Developments in Sedimentology*, 14, Elsevier, 222 p.
- Gradzinski, R., J. Gagol, A. Slaczka. 1979. The Tumlin sandstone (Holy Cross Mts, Central Poland): Lower Triassic deposits of aeolian dunes and interdune areas. – *Polska Akademia Nauk*, 29, 2, 151-175.
- Hesp, P. 1988. Morphology, dynamics and internal stratification of some established foredunes in southeast Australia. – *Sediment. Geol.*, 55, 17-41.
- Hunter, R. E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. – *Sedimentology*, 24, 361-387.
- Jopling, A. V. 1965. Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas. – *J. Sediment. Petrol.*, 35, 777-791.
- Hunter, R. E., B. M. Richmond. 1988. Daily cycles in coastal dunes. – *Sediment. Geol.*, 55, 43-67.
- Karpeta, W. P. 1990. The morphology of Permian palaeodunes – a reinterpretation of the Bridgnorth sandstone around Bridgnorth, England, in the light of modern dune studies. – *Sediment. Geol.*, 69, 59-75.
- Khrinsley, D. H., J. C. Doornkamp. 1973. *Atlas of Quartz Sand Surface Texture*. Cambridge University Press, 91 p.
- Khrinsley, D. H., P. F. Friend, R. Klimentidy. 1976. Aeolian Transport Texture of the Surface of Sand of Early Triassic Age. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 87, 130-132.
- Kocurek, G. 1987. Origins of low-angle stratification in aeolian deposits. – In: *Aeolian Geomorphology* (Ed. Nickling W. G.), *Proceedings of the 17th Annual Binghamton Geomorphology Symposium*, Allen and Unwin, Boston, 177-193.
- Kocurek, G. A. 1996. Desert aeolian systems. – In: *Sedimentary Environments, Processes, Facies and Stratigraphy* (Ed. Reading H. G.), Blackwell, 125-153.
- Kocurek, G., R. H. Dott Jr. 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of aeolian sand. – *J. Sed. Petrol.*, 51, 2, 579-595.
- Langford, R. P. 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part I, modern systems. – *Sedimentology*, 36, 1023-1035.
- Langford, R. P., M. A. Chan. 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part II, ancient system. – *Sedimentology*, 36, 1037-1051.
- Limarino, C. O., L. A. Spalletti. 1986. Aeolian Permian deposits in West and Northwest Argentina. – *Sediment. Geol.*, 49, 109-127.
- Loope, D. B. 1983. Aeolian origin of Upper Paleozoic sandstones, Southeastern Utah. – *J. Sed. Petrol.*, 54, 563-580.
- Mader, D. 1982. Aeolian sands in continental red beds of the middle Buntsandstein (Lower Triassic) at the Western margin of the German basin. – *Sediment. Geol.*, 31, 191-230.
- Mader, D. 1985. *Aspects of Fluvial Sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe*. Springer, 626 p.
- McKee E. D. 1966. Structures of dunes at White Sand National Monument, New Mexico (and a comparison with structures of dunes from other selected areas). – *Sedimentology*, 7, 1-69.
- McKee, E. D. 1979. Introduction to a study of global sand seas. – In: *A Study of Global Sand Seas* (Ed. McKee, E.), *U. S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, 1052, 3-18.
- McKee, E. D., J. R. Douglass. 1971. Deformation of lee-side laminae in aeolian dunes. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, 359-378.
- McKee E. D., R. J. Moiola. 1975. Geometry and growth of the White sand dune field, New Mexico. – *U. S. Geol. Surv., J. Res.*, 3, 59-66.

- McKee E. D., G. C. Tibbitts Jr. 1964. Primary structures of a seif dunes and associated deposits in Libya. – *J. Sed. Petrol.*, 34, 5-17.
- Miall, A. D. 1977. A review of the braided river depositional environment. – *Earth Sci. Reviews*, 13, 1-62.
- Reineck, H.-E., I.B. Singh. 1973. *Depositional Sedimentary Environments. With Reference to Terrigenous Clastics*. Springer, Berlin-Heidelberg, 437 p.
- Ross, G. M. 1983. Bigbear erg: A Proterozoic intermontane aeolian sand sea in the Hornby Bay Group, northwest territories, Canada. – In: *Aeolian Sediments and Processes* (Eds. Brookfield M., T. Ahlbrandt), *Development in Sedimentology* 38, Elsevier, Amsterdam, 483-519.
- Rubin, D. M. 1987. *Cross-bedding, Bedforms and Paleocurrents*. – *Soc. Econ. Paleont. Miner., Conc. Sediment. Paleont.*, 1, 187 p.
- Rubin, D. M., R. E. Hunter. 1983. Reconstructing bedforms assemblages from compound crossbedding. – In: *Aeolian Sediments and Processes* (Eds. Brookfield M. E., T. S. Ahlbrandt), *Development in Sedimentology* 38, Elsevier, Amsterdam, 407-427.
- Schwan, J. 1986. The origin of horizontal alternating bedding in Weichselian aeolian sands in Northwestern Europe. – *Sediment. Geol.*, 49, 73-108.
- Schwan, J. 1987. Sedimentologic characteristics of a fluvial to aeolian succession in Weichselian Talsand in the Emsland (F.R.G.). – *Sediment. Geol.*, 52, 273-298.
- Schwan, J. 1988. The structure and genesis of Weichselian to Early Holocene aeolian sand sheets in Western Europe. – *Sediment. Geol.*, 55, 197-232.
- Sharp, R. P. 1963. Wind ripples. – *J. Geol.*, 71, 617-636.
- Sneh, A. 1988. Permian dune patterns in Northwestern Europe Challenged. – *J. Sediment. Geol.*, 58, 1, 44-51.
- Stam, J. M. T. 1994. *Process-based modelling of aeolian bedforms*. Profeschrift, Technische Universiteit Delft, 169 p.
- Steel, R. P. 1983. Longitudinal draa in the Permian Yellow Sands of north-east England. – In: *Aeolian Sediments and Processes* (Eds. Brookfield M., T. Ahlbrandt), *Development in Sedimentology* 38, Elsevier, Amsterdam, 544-550.

ГЕОЛОЖКИЯТ ФЕНОМЕН "ЛЕКОВИТИТЕ СКАЛИ" ПРИ С. СКАЛИЦА, ЯМБОЛСКА ОБЛАСТ

Борис Вълчев, Иван Димитров, Димитър Съчков, Красимира Кършева

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; b_valchev@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. Геоложкия феномен "Лековитите скали" се намира в южната част на с. Скалица, Ямболска област в най-високата част на местността "Баира", в близост до вододайната зона. Обектът включва най-северните разкрития на Манастирския плутон, изградени от габра и габродиорити. Феноменът представлява неголям естествен ансамбъл от безразборно разположени блокове с височина до 1.5 m, които, според местните предания, при краткотраен досег влияят положително на здравния статус на хората. Според класификацията на геоложките феномени "Лековитите скали" попадат в групата на обектите с духовна и идентичностна стойност, а според оригиналната българска методика за оценяване на геоложки феномени те се отнасят към феномените с локално значение. Близостта до областния център Ямбол, разположените на юг, в района на Тополовград, геоложки феномен "Черните камъни", тракийско светилище и антична крепост "Палеокастро", както и селището от Микенския период при село Драма, са отлични предпоставки за превръщането на района в туристически обект.

THE GEOLOGICAL PHENOMENON "THE HEALING ROCKS" NEAR SKALITSA VILLAGE, YAMBOL DISTRICT

Boris Valchev, Ivan Dimitrov, Dimitar Sachkov, Krasimira Karsheva

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; b_valchev@mgu.bg

ABSTRACT. The geological phenomenon "The Healing Rocks" is situated in the south outskirts of the village of Skalitsa, Yambol District at the highest part of the "Baira" hill, near the water-source zone. The site comprises the most northern outcrops of the Manastir pluton, consisting of gabbro and gabbrodiorite. The phenomenon is a small natural assemblage of blocks situated at random. Their height is up to 1.5 m but according to the local legends they affect positively human's health. In accordance with classification of the geological phenomena "The Healing Rocks" is referred to the geosites of spiritual and identical value, and according to the methodology for estimating of geological phenomena it corresponds to the criteria for geosites of local importance. The proximity to the district center the town of Yambol, as well as the geological phenomenon "The Black Rocks" and Thracian sanctuary and ancient fortress "Paleocastro", situated near the town of Topolovgrad south of Skalitsa, and the Mycenaean settlement near the village of Drama, present excellent opportunity to turn the place of "The Healing Rocks" into a tourist destination.

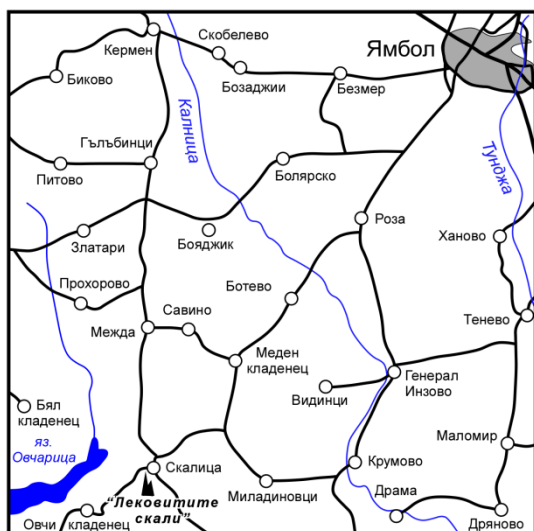
Увод

Мнозинството от обектите, включени в "Регистър и кадастър на геоложките феномени в Република България", съставен в периода 2000-2003 г., се намират в планински и предпланински райони с разчленен релеф (Предбалкана, Стара планина, Рила, Пирин, Родопите, Краището), предоставящ добри условия за експонирането на геоложки феномени както с висока естетическа, така и с висока научна стойност. Освен това една значителна част от тях попадат в рамките на природни паркове, археологически резервати или курортни райони, което улеснява значително популяризирането им чрез включване в туристически маршрути и създава предпоставки за подобряването на инфраструктурата, осигуряваща достъпа до тях.

Източната част на Тракийската низина, и по-точно районът, разположен между Светиилийските и Манастирските височини, се характеризира с равнинен, слабо разчленен релеф и ниска степен на разкритост на скалните комплекси, поради което досега той остава

в страни от дискусиите за геоложкото наследство на България.

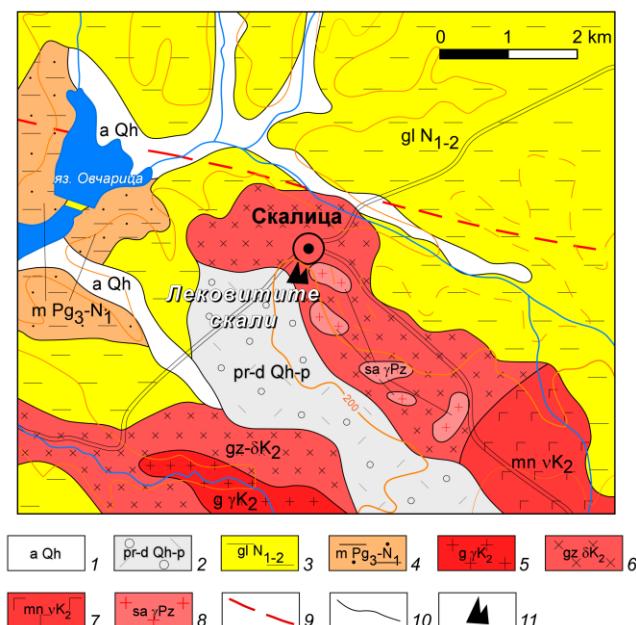
Геоложкия феномен "Лековитите скали" се намира в южната част на с. Скалица, Ямболска област, в най-високата част на местността "Баира" в близост до вододайната зона (фиг. 1). Обектът включва най-северните разкрития на Манастирския плутон и представлява неголям естествен ансамбъл от безразборно разположени блокове с височина до 1.5 m. Според класификацията на геоложките феномени "Лековитите скали" попадат в групата на обектите с духовна и идентичностна стойност, а според оригиналната българска методика за оценяване на геоложки феномени (Синьовски и др., 2002) те се отнасят към феномените с локално значение. Досега феноменът не е обявяван за защитена площ и не фигурира в "Регистър и кадастър на геоложките феномени в Република България". Настоящата статия има за цел да представи накратко геоложкия строеж на района, да направи характеристика на геоложкия феномен и да популяризира възможностите за включването му в туристически маршрути.



Фиг. 1. Пътна схема за достъп до геоложкия феномен

Данни за геоложкия строеж на района

Районът на геоложкия феномен е изграден от палеозойски и къснокредни интрузивни скали, палеогенски и неогенски седиментни скали и кватернерни отложения (фиг. 2).



Фиг. 2. Геоложка карта на района на геоложкия феномен "Лековитите скали" (по Кожухаров и др., 1994)

1 – алувиални отложения (Холоцен): чакъли, пясъци, глин; 2 – пролувиално-делувиални образувания (Плейстоцен-Холоцен): валуни, чакъли, пясъци, глин; 3 – Гледачевска свита (Среден-Горен Миоцен): глин, алевролити, слабоспоени пясъчници; 4 – Маришка свита (Горен Олигоцен – Среден Миоцен): глин, пясъци, въглищни шисти, въглища; 5 – Гранитово-Черноземски плутон (Горна Креда): амфибол-биотитови гранити; 6-7 – Манастирски плутон (Горна Креда): 6 – габра; 7 – кварцдиорити; 8 – Сакарски батолит (Палеозой): равномернозърнести биотитови гранити; 9 – предполагаем разсед; 10 – геоложка граница; 11 – местоположение на геоложкия феномен

Къснопалеозойските интрузивни скали са представени от изолирани разкрития от метаморфозирани гранити и гранодиорити, които са включени като ксенолити сред габродиоритите на къснокредния Манастирски плутон. На изток от площта на фиг. 2, в района на Крумовското

рудно поле (Панайотов, Иванова-Панайотова, 1956), метагранитоидите изграждат значителни по площ разкрития (Димитров, 2005), като пресичат с интрузивни контакти смятаните за докамбрийски зелени шисти на Соколската свита (Чаталов, 1990) или включват като пакети ксенолити от тези шисти. Времето на екзхумация на тези гранитоиди се определя от взаимоотношенията южно от село Генерал Инзово, където върху метагранитите е развита ерозионна повърхност и е отложен конгломерат с многобройни късове от интерпретираните като пермски Кавашки кисели метавулкани (Чаталов, 1990).

В петрографско отношение метагранитоидите варират между гранити и гранодиорити. Преобладават средно до дребнозърнестите биотит-мусковитови разновидности. Метаморфната парагенеза, наложена върху гранитния протолит, е в епидот-амфиболитов фациес и се определя от метаморфен албит, ортоклаз, епидот и хлорит. Кварцът е напълно прекристализирал, а преобладаващото количество от бялата слюда е също от метаморфен произход. Първичният магматичен калиев фелдшпат е инвертирал в микроклин, подобно на разположения на юг Сакарски плутон. Наблюдава се локална калиева фелдшпатизация и филонитизация. Метагранитоидите са интензивно нахистени.

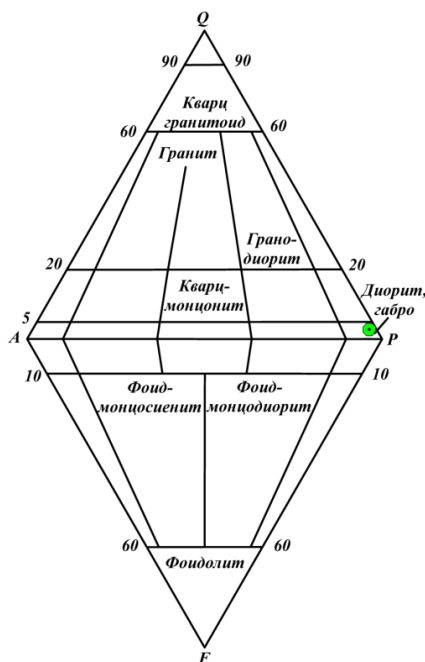
Къснокредните интрузивни скали включват фрагменти от два плутона: Манастирския и Гранитово-Черноземския.

Манастирският плутон (Панайотов, Панайотова, 1956; Каменов, 1969, 1970, 1972) е изграден от три главни наставки: габро, диорити и кварцдиорити-плагиогранити. В структурно отношение той представлява пластиновидно тяло с фуниевиден строеж (Дабовски, 1988; Дабовски, Савов, 1988б). В действителност плутонът може да се смята за отличен пример за разслоена интрузия, формирана чрез процес на магмена диференциация. Каменов (1969, 1970, 1972) описва различни магмени сегрегати, отличаващи се по относителното съдържание на главните минерали – плагиоглаз, амфибол и оливин. Магменото разслояване е твърде характерно за източната част на интрузията, където се разпознават субхоризонтални нива от оливинови габра, амфиболови габра, габродиорити, диорити, плагиогранити и други диференциати. Границите между тези разновидности са резки или представляват бърз преход. В най-ниските части на интрузията се е отложила магнетитова минерализация, разглеждана като значително по размери находище на желязо, което понастоящем е икономически нерентабилно. Внедряването на габровите апофизи на плутона сред мрамори с предполагаема триаска възраст е формирало скарновите находища на известното Крумовско рудно поле (Панайотов, Иванова-Панайотова, 1956; Панайотов, 1966; Димитров, 2005), които се разполагат по северната периферия на Манастирския плутон.

В района около с. Скалица и на югозапад, юг и югоизток от него са представени кварцдиоритовата и габровата наставка на Манастирския плутон. Взетият от местността "Лековитите скали" образец има състава, показан в таблица 1. В петрохимично отношение той попада в полето на габро (фиг. 3).

Таблица 1. Протокол от химичен анализ, изпълнен в ЦНИЛ "Геохимия" при МГУ "Св. Иван Рилски"

Al ₂ O ₃	21,99	P ₂ O ₅	0,03
CaO	14,38	SO ₃	<0.03
Fe ₂ O ₃	10,71	SiO ₂	43.56
K ₂ O	0,19	TiO ₂	0.81
MgO	5,59	3H	1.26
MnO	0,17	влага	0.17
Na ₂ O	0,92		



Фиг. 3. Класификационна диаграма от тип QAPF (Streckeisen, 1974) с нанесена позицията на състава от Таблица 1.

Гранитово-Черноземският плутон (Вергилов, Стойчева, 1968; Дабовски, 1988; Дабовски, Савов, 1988а) е изграден от средни до кисели скали, изменящи се по състав от диорити до гранити. Южно от "Лековитите скали" се разкриват кисели разновидности, представени от амфибол-биотитови гранити до гранодиорити. Плутонът е датиран в интервала 79-84±4 млн. г. (Kamenov et. al., 2000).

Палеогенските и неогенските седиментни скали са обособени в две свити: Маришка и Гледачевска.

Маришка свита (Горен Олигоцен – Среден Миоцен). Въведена е от Каменов и Панов (1976) без описание на типов разрез, поради което името е голо (Попов, 1993в). Изградена е от сивозелени, пъстроцветни, жълтеникави глини, разнорънети кварцови пясъци и въглища. В обхвата на единицата са разграничени четири нива: (i) Долномаришко въгленосно ниво, (ii) пъстроцветни глини и пясъци, (iii) Кипренско въгленосно ниво и (iv) глини и пясъци. Брънкин (1978) първоначално нарича двете въгленосни нива съответно Долномаришка и Горномаришка свита (голи имена – Попов, 1993а, б), а по късно (Брънкин и др., 1982) ги номинира като официални литостратиграфски единици. Авторите на геоложката карта в М 1:100000 (Кожухаров и др., 1994а) и обяснителната записка към нея (Кожухаров и др., 1994б) използват името

Маришка свита в смисъла на Каменов и Панов (1976). Към тази представа се придържат и авторите на настоящата статия. В района на геоложкия феномен свитата се разполага западно от с. Скалица в района на яз. Овчарица. Долната и граница е трансгресивна и дискордантна с пъстра подложка от допалеогенски скали, а горната представлява бърз литоложки преход към скалите на Гледачевската свита. Възрастта на Маришката свита е определена въз основа на намерената в нея молюскова и гръбначна фауна, както и спори и Polen. Максималната дебелина на единицата достига 400 m.

Гледачевска свита (Среден-Горен Миоцен). Номинирана е като официална литостратиграфска единица от Недялков и Коюмджиева (1983). Изградена е от глини, мергели, варовици, алевролити, пясъци и слабоспоени пясъчници, като в района на геоложкия феномен са представени основно глини, алевролити и слабоспоени пясъчници. Долната граница представлява бърз литоложки преход от скалите на Маришката свита, а горната е размивна с кватернерните отложения. Скалите на свитата изграждат терените на запад, север и изток от с. Скалица. Дебелината и е от порядъка на 65-85 m, а възрастта и е определена на базата на оскъдна пресноводна остракодна и молюскова фауна.

Кватернерните седименти са представени от две генетични групи: пролувиално-делувиални и алувиални образувания (Кожухаров и др., 1994).

Пролувиално-делувиалните седименти (Плейстоцен-Холоцен) включват цялата гранулометрична палитра от теригенни материали (от блокове до глини). Могат да се наблюдават южно и югозападно от с. Скалица в северните склонове на Манастирските височини. В зависимост от местоположението си в релефа те са с различна степен на сортиране. Дебелината им достига до 30 m.

Алувиалните образувания (Холоцен) са представени от чакъли, пясъци и глини, развити в заливните тераси на р. Овчарица и нейните притоци източно, северно и северозападно от с. Скалица. Максималната им дебелина достига 3 m.

В тектонско отношение районът на геоложкия феномен „Лековитите скали“ попада в северната периферия на Сакарския кристалинен блок на границата с Източномаришкия басейн, която се маркира от разломи с разседен и отседен характер с две посоки: ЗСЗ-ИЮИ и СИ-ЮЗ. По-голямата част от тях са покрити от неогенските и кватернерните седименти. В района непосредствено на север от с. Скалица (фиг. 2) преминава предполагаем разсед от първата група.

Характеристика на геоложкия феномен

Местността "Баира", в която се разкриват "Лековитите скали", е разположена в южната част на с. Скалица. Тя представлява малък хълм с надморска височина 216.7 m, разположен на 400 m ЮЗ от центъра на селото, до който се достига по асфалтирана улица, преминаваща покрай селската църква. Геоложкят феномен е разположен в теменните части на хълма (табл. I, фиг. 1, 2) и заема площ от около 500 m².

“Лековитите скали” представляват естествено разкритие на габровата наставка на Манастирския плутон (табл. I, фиг. 8). Наблюдават се безразборно разположени блокове, чиято височина достига до 1.5 m. Те са образувани в резултат на сферичното изветряне на скалите от интрузива, което в местността “Баира” е в ранния си стадий. Наблюдават се две ясно изразени групи вертикални пукнатини с посока С-Ю и З-И (табл. I, фиг. 3, 7), които отделят един от друг блокове с изометрична форма. Най-едрият от тях (табл. I, фиг. 4-6) са разположени в най-високо разположената част на ансамбъла.

Според местните предания при краткотраен досег скалите влияят положително на здравния статус на хората, поради което отнасяме “Лековитите скали” към обектите с духовна и идентичностна стойност. Местността “Баира” се използва от местното население за отдих.

Геоложкият феномен е отбелязан на туристическата карта на долината на р. Тунджа между Странджа и Сакар (Иванов и др.) под №1 в групата на туристическите обекти.

Заклучение

Представеното кратко описание на геоложкия строеж на района, разположен между Светицелийските и Манастирските височини, заедно с характеристиката на геоложкия феномен “Лековитите скали”, запълва една празнина в знанията за геоложкото наследство на България, разширявайки представите за неговата география. Близостта до областния център Ямбол, разположените на юг, в района на Тополовград, геоложки феномен “Черните камъни”, тракийско светилище и антична крепост “Палюкастро”, както и селището от Микенския период при село Драма, са отлични предпоставки за превръщането на района в туристически обект.

Литература

Брънкин, К. 1978. Нови данни за възрастта на въгленосните седименти от Западномаришкия басейн. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 39, 2, 153-158.

Брънкин, К., Н. Чолаков, В. Сапунджиева, П. Дикова, З. Ипатова. 1982. Стратиграфия на седиментите от Западномаришкия басейн (по данни от литоложки, петроложки, палинологични и геофизични изследвания). – *Науч. труд. Плов. унив.*, 20, 4, Геология, 455-475.

Вергилов, В., К. Стойчева. 1968. Петрология на Гранитовския плутон. – *Изв. геол. инст., сер. Геохим., минер. и петрогр.*, 17, 241-267.

Дабовски, Х., 1988. Пукнатинни интрузии в Средногорieto. *Geol. Balc., ser. operum singulorum*, 3, БАН, 183 с.

Дабовски, Х., С. Савов. 1988а. Гранитово-Черноземският плутон. – В: *Линеаменти как структури сочленения разновозрастных складчатых областей и их металогеии*, Пробл. ком. IX, МС АНСС “Земная кора – структура, еволюция и металогеия”, С., 114-116.

Дабовски, Х., С. Савов. 1988б. Манастирският плутон. – В: *Линеаменти как структури сочленения разновозрастных складчатых областей и их металогеии*, Пробл. ком. IX, МС АНСС “Земная кора – структура, еволюция и металогеия”, С., 117-119.

Димитров, И. 2005. Тектонска позиция на скарновите находища от Крумовското рудно поле. – В: *Сб. разширени резюмета от Юбилейна международна конференция “80 години Българско геологическо дружество”*, 39-42.

Иванов, И., К. Зайков, С. Стоянов. *Долината на река Тунджа между Странджа и Сакар. Туристическа карта*. Елхово, “Бизнес център Елхово”, М 1:80 000.

Каменов, Б. 1969. Петрохимична характеристика на скалите от Манастирските височини. – *Год. Соф. унив., Геол.-геогр. ф-т*, 61, кн. 1 – Геология, 207-236.

Каменов, Б. 1970. Петрогенетично значение на плагиоклазите от Манастирската интрузия. – *Год. Соф. унив., Геол.-геогр. ф-т*, 62, кн. 1 – Геология, 207-234.

Каменов, Б. 1972. *Петрология на Манастирския плутон*. Автореф. на дис., С., 43 с.

Каменов, Б., Г. Панов. 1976. Геоложката връзка между възглищните пластове от Марица-Запад и Марица-Изток в Маришкия басейн. – *Нефт. и възгл. геол.*, 4, 60-71.

Кожухаров, Д., С. Савов, И. Боянов, Г. Шилияфов. 1994а. *Геоложка карта на България в М 1:100000, картен лист Тополовград*. КГМР и Предприятие за геофиз. проучв. и геол. картиране.

Кожухаров, Д., С. Савов, Г. Чаталов, Е. Кожухарова, И. Боянов, Е. Челебиев. 1994б. *Обяснителна записка към геоложка карта на България в М 1:100000, картен лист Тополовград*. С., Болид, 73 с.

Недялков, Н., Е. Коюмджиева. 1983. Стратиграфия на надвъзглищните седименти в Източномаришкия басейн. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 44, 3, 259-264.

Панайотов, В., В. Иванова-Панайотова. 1956. Младата интрузия от Манастирските височини и свързаните с нея орудявания. – *Год. упр. геол. проучв.*, А, 6, 221-230.

Панайотов, В. 1966. Върху ролята на структурния и литоложкия контрол при локализиране на скарново-магнетитовите орудявания в района на Манастирските възвишения. – *Изв. НИГИ.*, 3, 93-107.

Попов, Н. 1993. Горномаришка (Кипренска) свита. – В: Тенчов, Я. (ред.), *Речник на българските официални литостратиграфски единици*, С., Изд. БАН, с. 88.

Попов, Н. 1993. Долномаришка свита. – В: Тенчов, Я. (ред.), *Речник на българските официални литостратиграфски единици*, С., Изд. БАН, с. 117.

Попов, Н. 1993. Маришка въгленосна свита. – В: Тенчов, Я. (ред.), *Речник на българските официални литостратиграфски единици*, С., Изд. БАН, с. 210.

Синьовски, Д., В. Желев, М. Антонов, С. Джуранов, З. Илиев, Д. Вангелов, Г. Айданлийски, П. Петров, Х. Василев. 2002. Метод за оценка на геоложки феномени. – *II Международна конференция SGEM, Варна*, 25-33.

Чаталов, Г. 1990. *Геология на Странджанската зона в България*. С., БАН, 263 с.

Kamenov, B., E. Tarassova, R. Nedialkov, B. Amov, P. Monchev, B. Mavroudchiev. 2000. New radiometric data from Late Cretaceous plutons in Eastern Srednogie area, Bulgaria. – *Geochemistry, Mineralogy and Petrology, BAS*, 37, 13-24.

Streckeisen, A. L. 1974. Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau. Internationale Zeitschrift für Geologie. Stuttgart. Vol.63*, 773-785.

ТАБЛИЦА I



1, 2 – панорамни снимки на геоложкия феномен “Лековитите скали”, поглед от изток (сн. 1) и югоизток (сн. 2); 3 – най-източната група от скални блокове с ясно изразени вертикални пукнатини с посока С-Ю, поглед от юг; 4 – най-едрите блокове от ансамбъла, разположени в най-високата част на местността “Баира”; на снимката се вижда голяма отворена вертикална пукнатина с посока З-И, в която според местните легенди, при поставяне на човешкото тяло, се подобрява здравният статус; 5, 6 – снимки на отделни групи от общия ансамбъл; 7 – ясно изразени вертикални пукнатини с посока З-И в най-източната част на скалния ансамбъл; 8 – макроскопска фотография, показваща текстурата на габрата, изграждащи геоложкия феномен “Лековитите скали”.

ГЕОТОПИТЕ "УСТИЕТО НА РЕКА ВЕЛЕКА" И "СИЛИСТАР" – ОСНОВА НА ЕДИН ЕСТЕСТВЕН ГЕОПАРК ПО ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЯ

Венелин Желев, Борис Вълчев, Красимира Кършева, Димитър Съчков

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; vjjelev@yahoo.com

РЕЗЮМЕ. Българското черноморско крайбрежие на юг от Ахтопол предоставя отлични възможности за провеждане на теренни наблюдения върху къснокредните вулкански и вулканогенно-седиментни комплекси разкриващи, се в стръмните крайбрежни откоси и включени в обхвата на два геотопа – "Устието на река Велека" и "Силистар". Първият геотоп включва част от крайбрежната ивица между Ахтопол и Синеморец, в която могат да се наблюдават разнофациалните продукти на Папийския и Ахтополския палеовулкан (лавови потоци от базалти, пилоу-лави от алкални трахити, хиалокластити, еруптивни брекчи, дайки и силове, туфи, туфити и пр.), разместени на места от разломи. В южния край на геотопа, при устието на р. Велека, се намира изключително красива пясъчна коса. Вторият геотоп обхваща крайбрежната ивица на юг от Синеморец. Тук могат да се наблюдават непрекъснати разкрития от разреза на Горната Креда, включващ вулкански и вулканогенно-седиментни скали, процепени от Силистарския интрузив, нарушени от разломи и орудени на места с медна минерализация. Ландшафтът е изключително красив, с няколко малки залива с плажове, стръмни фиордообразни заливи и специфична преходно-средиземноморска растителност. Съгласно класификацията на геоложките феномени, двата геотопа попадат в групата на обектите с естетическа, научна, образователна и изследователска стойност, а според оригиналната българска методика за оценка на геоложки феномени те се отнасят към обектите с регионално и континентално значение. Настоящата статия има за цел да даде описания на два геоложки маршрута между Ахтопол и Силистар, да разшири обхвата на двата геотопа и да положи основите на превръщането на южното българско черноморско крайбрежие в един естествен геопарк по палеовулканология.

GEOTOPES "MOUTH OF VELEKA RIVER" AND "SILISTAR" – FOUNDATION OF A NATURAL GEOPARK OF PALEOVOLCANOLOGY

Venelin Jeleu, Boris Valchev, Krasimira Karsheva, Dimitar Sachkov

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; vjjelev@yahoo.com

ABSTRACT. Bulgarian Black Sea coast south of the town of Ahtopol gives an excellent opportunity for field examination of the Upper Cretaceous volcanic and volcano-sedimentary deposits cropping out in the steep coast slopes and included in two geotopes – "Mouth of Veleka River" and "Silistar". The first geotope includes part of the sea coast between the town of Ahtopol and the village of Sinemorets, which reveals various facies of Papiya and Ahtopol paleovolcanoes (lava flows of basalts, pillow-lavas of alkaline trachytes, hyaloclastites, eruptive breccias, dykes and sills, tuffs, tuffites etc.), partly faulted. A beautiful sand point bar is situated in the mouth of Veleka River at the south end of the geotope. The second geotope comprises the sea coast south of the village of Sinemorets. Uninterrupted outcrops of the Upper Cretaceous section could be observed here. They include volcanic and volcano-sedimentary rocks, intruded by the Silistar pluton. These rocks are faulted and comprise copper mineralizations at several places. The landscape is amazing, with small bays and beaches, steep fiord-like inlets and characteristic transitional-Mediterranean flora. According to the classification of geological phenomena, both geotopes are referred to the geosites of aesthetic, scientific, educational and research value, and according to the original Bulgarian methodology for estimating of geological phenomena they correspond to the criteria for geosites of regional and continental importance. The present article aims to describe two geological routes between the town of Ahtopol and Silistar Bay, to expand the range of the geotopes, and to lay the foundation for covering the southern Bulgarian Black Sea coast into a natural geopark of paleovolcanology.

Увод

Българското черноморско крайбрежие на юг от Ахтопол предоставя отлични възможности за провеждане на теренни наблюдения върху къснокредните вулкански и вулканогенно-седиментни комплекси, разкриващи се в стръмните крайбрежни откоси. Тази част от крайбрежието се отнася към природен парк "Странджа", на чиято територия са обособени редица защитени местности. Сред тях попадат и "Устието на река Велека" и "Силистар" (фиг. 1), които са обявени за такива през 1992 г. През 2003 г. бреговата ивица на двете защитени местности е включена в "Регистър и кадастър на геоложките феномени в

България" като два отделни геотопа, а данни за стратиграфията и тектониката на най-южната част от българското черноморско крайбрежие, както и бележки за морфологията и генезиса на геотопите са публикувани по-късно от Желев (2006а, б).

Съгласно класификацията на геоложките феномени двата геотопа попадат в групата на обектите с естетическа, научна, образователна и изследователска стойност, а според оригиналната българска методика за оценка на геоложки феномени (Синьовски и др., 2002) те се отнасят към обектите с регионално и континентално значение. Настоящата статия има за цел да даде описания на два

геоложки маршрута между Ахтопол и Силистар, да разшири обхвата на двата геотопа и да положи основите на превръщането на южното българско черноморско крайбрежие в един естествен геопарк по палеовулканология.



Фиг. 1. Пътна схема за достъп до геотопите

Данни за геоложкия строеж на района

Стратиграфия

В района на изследването се разкриват метаморфозирани триаски скали, горнокредни седиментно-вулканогенни, вулкански и интрузивни литотела, неогенски морски седименти и кватернерни континентални и морски наслаги (фиг. 2).

Триасът включва част от т. нар. *Странджански фащиален тип*. Тук той е представен само от задругата на силикатните филити и мраморизирани варовици (Грахиловска подгрупа на Велекската група), която се разкрива в две находища в северния бряг на р. Резовска. Подложката ѝ е извън района. Покрива се дискордантно от ценоман-туронските седименти на Вършиловската група. Дебелината ѝ е над 80 m. Възрастта ѝ е определена въз основа на конодonti за долнотриаска (Грийнсбах-Спат).

Най-широко разпространение в района имат **горнокредните скали**. Те са разчленени на няколко групи (Вършиловска, Грудовска, Мичуринска и Бургаска) с множество свити.

Вършиловската група (Петрова и др., 1980; Бакалова и др., 1982) е разчленена на няколко свити (Зелениковска, Есканска, Градишка, Кукулятска и Капошнишка), които на геоложката карта (фиг. 2) са обединени. Тя е изградена от континентални и трансгресивни морски седименти, включващи брекчоконгломерати, пясъчници, алевролити, мергели, варовици, силицити и въглищни прослойки. В изучавания район тази скална последователност лежи трансгресивно върху триаските скали и се покрива с бърз литоложки преход от Грудовската група (Сенон).

Дебелината ѝ е над 300 m. Възрастта ѝ е приета по суперпозицията ѝ и литоложка аналогия с подобни скали от Централното Средногорие и Източния Балкан за ценоман-туронска. Разкрива се под формата на три ивици с посока ССЗ-ЮЮИ в ЮЗ част на района (фиг. 2).

Грудовската група (Петрова и др., 1980; Бакалова и др., 1982) включва вулканоседиментни брекчи, туфи, туфити, пясъчници и варовици (фонове седименти), както и лавови потоци и силове от алкални трахити и алкални базалтоиди. Групата преходжа от Вършиловската група (по-точно от нейната Кукулятска свита) и се покрива от Мичуринската група. На места границата между двете групи представлява доста дебела преходна зона, която е картирана като Грудовско-Мичуринска група (Петрова и др., 1992). Грудовската група има седиментно-вулканогенен характер и бележи началото на вулканизма в района. Дебелината ѝ е около 2800 m. Възрастта ѝ се приема за сенонска (кониаска) по суперпозицията ѝ. Групата се разкрива под формата на няколко ивици с посока ССЗ-ЮЮИ в централната и югозападната част на района (фиг.2).

Мичуринската група (Петрова, Симеонов, 1989) е представена от вулканоседиментни брекчи, туфи, туфити, пясъчници, варовици, алкални трахити, алкални базалтоиди, дацити и риодацити. Освен като стратифицирани литотела (лавови потоци и покрови), лавовите скали се срещат и под формата на секущи субвулкански тела и дайки. В СЗ част на района групата е поделена на Драчевска и Писменовска свита, а в ЮИ част е неподделена. Долната ѝ граница, както бе отбелязано по-горе, има преходен характер и е картирана като Грудовско-Мичуринска група. Горната ѝ граница с Бургаската група представлява бърз литоложки преход. *Писменовската свита* (Петрова, Симеонов, 1989) има съвсем ограничено разпространение в СЗ част на района. Тя е представена от сравнително еднообразни дебелопластови до масивни тъмозелени бомбени (на места блокови) туфи. Подложката ѝ не се разкрива. С рязка литоложка граница над нея лежи Драчевската свита. Дебелината ѝ е до 900 m. *Драчевската свита* (Петрова и др., 1980; Бакалова и др., 1982) преходжа от Писменовската и латерално се съчленява с Тънковската. Тя включва една монотонна серия от дебелопластови и масивни бомбени туфи, с отделни пачки от средно- и тънкопластови лапилни и разнорънсти пепелни туфи. Дебелината ѝ е над 1800 m.

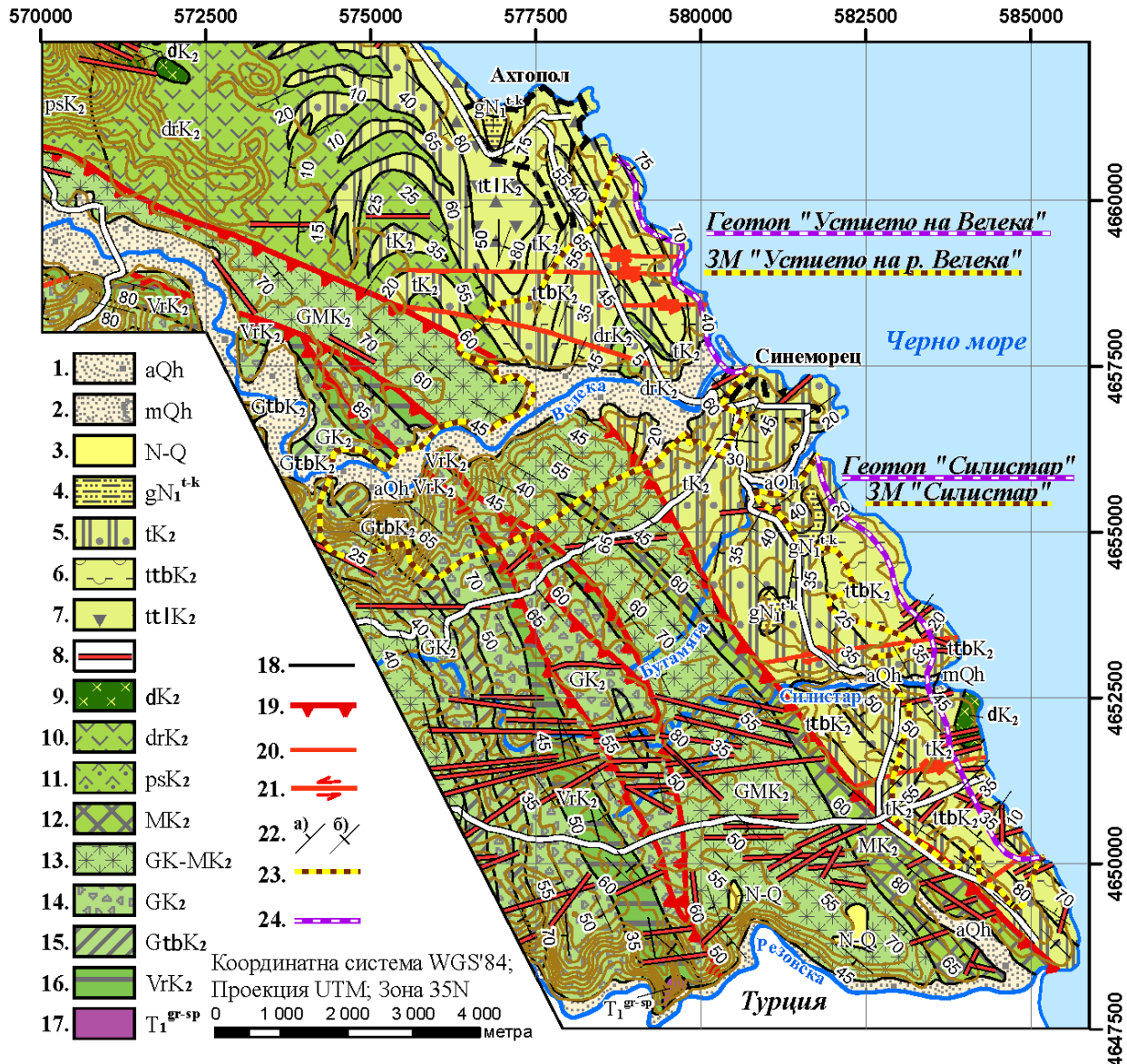
Към Мичуринската група се включват и всички дайкови скали (субвулкански и постинтрузивни), разкриващи се в района, както и двата интрузива – Папийският и Силистарският. Първият се разкрива в СЗ край на района и включва три тела, считани за апофизи на един по-голям плутон с габродиоритов до диоритов състав. Вторият се разкрива на брега на морето южно от р. Силистар. Съставът му е аналогичен – диорити и кварцдиорити.

Бургаската група (Петрова и др., 1980; Петрова, Симеонов, 1989) се характеризира с това, че нейните магмени продукти принадлежат към серията на висококалийните алкални скали. В района тя е представена само от *Тънковската свита* (Петрова и др., 1980; Бакалова и др., 1982), включваща туфи, туфити, пясъчници, алевролити,

глинести варовици, разливи и силове от алкални трахити и алкални базалтоиди. Тънковската свита лежи върху Драчевската свита на Мичуринската група, като в долните си части латерално се съчленява с нея. Покрива се трансгресивно и дискордантно от неогенски морски седименти на Кримо-Кавказкия басейн (Галатската свита). Дебелината ѝ е около 3000 m. Процепена е от множество дайки и субвулкански тела с аналогичен състав, както и от диоритите на Силистарския плутон. Разкрива се като ивица, широка 2 – 2,5 km покрай морския бряг, между

Ахтопол и Резово. Най-представителните ѝ разкрития се намират в защитената територия на геотопа "Силистар".

Неогенските седименти са представени от *Галатската свита* (Попов, Коюмджиева, 1987), която включва пясъчници, оолитни варовици, детритусни варовици и глини. Рядко се наблюдават и лещи от конгломерати. Дебелината ѝ е до 70 m. Възрастта ѝ (Тархан-Конк) е определена с многобройна фауна (Гочев, 1935; Страшимиров, 1961; Коюмджиева, Попов, 1985 и др.). Свитата се разкрива под формата на три малки петна южно от с. Синеморец и западно от Ахтопол.



Фиг. 2. Геоложка карта на района на геотопите (по Петрова и др., 1992, с изменения и допълнения от Желев, 2006a)

Кватернер (1-2): 1 – алувиални наслаги (чакъли, пясъци, глини); 2 – съвременни морски отложения (плажни пясъци); Неоген-Кватернер: 3 – неразчленени теригенни седименти (чакъли); Неоген (Тархан-Конк): 4 – Галатска свита (пясъчници, варовици, глини); Горна Креда (5-16): Бургаска група (5-7 – Тънковска свита): 5 – туфи, туфити, пясъчници, алевролити, глинести варовици; 6 – алкални трахити – разливи и силове; 7 – алкални базалтоиди – разливи и силове; Мичуринска група (8-11): 8 – дайков комплекс (андезити, трахиандезити, латити, спесартити, диоритови порфирити и др.); 9 – диорити, габродиорити и гранодиорити; 10 – Драчевска свита (туфи); 11 – Писменовска свита (туфи); 12 – неопделена Мичуринска група (туфи); 13 – Грудовско-Мичуринска група (вулканоседиментни брекчи, туфи, туфити, пясъчници, варовици, алкални трахити, алкални базалтоиди, дацити, риодацити); 14-15 – Грудовска група: 14 – вулканоседиментни брекчи, туфи, туфити, пясъчници и варовици; 15 – алкални трахити и алкални базалтоиди – разливи и силове; 16 – Вършиловска група (брекчоконгломерати, пясъчници, алевролити, мергели, варовици, силицити, въглищни прослойки); Долен Триас (Грийнсбах-Спат – Странджански фациален тип): 17 – Грахиловска подгрупа на Босненската група (задруга на силикатните филити и мраморизирани варовици); 18 – геоложка граница; 19 – разсед; 20 – възсед-навлак; 21 – отсед; 22 – ориентировка на слоестостта (а – нормална; б – вертикална); граници на защитените местности "Устието на р. Велека" и "Силистар" (23) и едноименните геотопи (24)

Западно от с. Резово, високо в левия бряг на р. Резовска, са установени две разкрития от чакъли. Дебелината им е около 5 m. Условно те се отнасят към Плио-Плейстоцена (Петрова и др., 1992).

Към *Кватернера (Холоцена)* се отнасят алувиалните наслаги (чакъли, пясъци и глини) от руслото и заливните тераси на реките Велека, Резовска и Силистар, както и плажните пясъци при устието на р. Велека и р. Силистар.

Тектоника

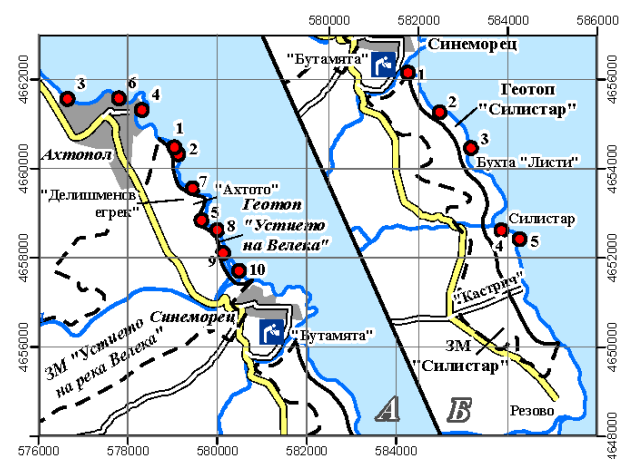
Геотопите "Устието на река Велека" и "Силистар" се намират в южната проксимална част на Ахтополския палеовулкан (Попов и др., 1993), който принадлежи на Средногорската зона. В ЮЗ част на района попада малък фрагмент от Странджанския австрийски навлак, включващ триаските скали. Къснокредните структури са наложени върху него и имат тектономагматичен характер. Маркират се главно от вулкански или вулcano-плутонични постройки (Папийска, Ахтополска, Силистарска). Разломните нарушения се бележат от дайки и субвулкански тела, като мнозинството от тях са реактивирани през ларамийско-илирския етап. В резултат се образува възседен сноп, включващ няколко разлома с посока ССЗ-ЮЮИ - Писменовски, Бродиловски и Резовски възсед (от изток на запад). Установени са и няколко гънки - Бродиловска антиклинала, Габърска синклинала, Ликуряшка антиклинала и Ликуряшка синклинала (Василев, Димитров, 2003). Разломите са с ИСИ вергентност и създават блоков строеж със стъпаловиден характер.

Кратка характеристика на геотопите и геоложките маршрути

Геотопът "Устието на река Велека" включва част от крайбрежната ивица между Ахтопол и Синеморец, в която могат да се наблюдават разнофациалните продукти на Папийския и Ахтополския палеовулкан (лавови потоци от базалти, пилоу-лави от алкални трахити, хиалокластити, еруптивни брекчи, дайки и силове, туфи, туфити и пр.), разместени на места от разломи. В южния край на геотопа, при устието на р. Велека, се намира изключително красива пясъчна коса. Според оригиналната българска методика за оценка на геоложки феномени (Синьовски и др., 2002), по отношение на естетическата и научната си стойност геотопът се отнася към обектите с континентално значение.

Геотопът "Силистар" включва част от крайбрежната ивица между с. Синеморец и с. Резово, която представлява стръмен скален откос, в който могат да се наблюдават непрекъснати разкрития от разреза на Горната Креда, включващ вулкански и вулcano-седиментни скали, процепени от Силистарския интрузив, нарушени от разломи и орудени на места с медна минерализация, описана детайлно от Nakov et al. (2002). Ландшафтът е изключително красив, с няколко малки залива с плажове, стръмни фиордообразни заливи и специфична преходно-средиземноморска растителност. Според методиката за оценка на геоложки феномени, по отношение на естетическата си стойност, геотопът се отнася към обектите с регионално значение, а по отношение на научната си стойност – към обектите с континентално значение.

В рамките на двата геотопа, със съдействието на Дирекция "Природен парк Странджа" и Изпълнителната агенция по горите към Министерския съвет, са разработени два геоложки маршрута, проследяващи вулcano-генно-седиментната последователност на Тънковската свита, многобройните дайки и субвулкански тела, които я пресичат, както и Силистарския плутон. Маршрутите са маркирани с общо 27 номерирани информационни табла, показващи различни аспекти на впечатляващите геоложки феномени в района. Следващите редове имат за цел да опишат най-характерните обекти в рамките на двата маршрута (фиг. 3).



Фиг. 3. Местоположениена най-характерните разкрития от геоложките маршрути в рамките на двата геотопа

Маршрут 1

Започва от южния край на Ахтополския залив (района на бившето военно поделение) и завършва при устието на р. Велека. Дължината му е 5 km и за преминаването му са необходими 3 часа.

Най-често срещаната гледка по маршрута са изправените пластове от редуващи се трахитови лавови потоци и туфи с генерална посока ССЗ-ЮЮИ (фиг. 3А, т. 1; табл. I, сн. 1, 2). Трахитите са сивкави до червеникави на цвят и изграждат компетентните пластове в редуването. Туфите са зеленикави до сивкави, финозърнести. Непрекъснати разкрития на този феномен се наблюдават в първите 2 km.

В няколко разкрития могат да бъдат наблюдавани характерните за вулcano-генно-седиментните комплекси сферично ("луковично") и шуплесто изветряне. "Луковичното" изветряне (табл. I, сн. 3) е най-добре изразено по пластови повърхнини при изправени или стръмно наклонени трахитови лавови потоци. Освен в рамките на маршрута (фиг. 3А, т. 2), отлични разкрития на този тип изветряне могат да се наблюдават и в северния край на Ахтополския плаж (фиг. 3А, т. 3), както и при вълнолома в северния край на Ахтополския залив (фиг. 3А, т. 4). Разкритията, показващи сферично изветряне, се намират в южната част на маршрута, южно от местността "Ахтото" (фиг. 3А, т. 5; табл. I, сн. 5) и непосредствено до устието на р. Велека (фиг. 3А, т. 10; табл. II, сн. 3), а шуплесто изветряне (табл. I, сн. 4) може да бъде наблюдавано освен в споменатата местност, също така и в стръмните откоси в северната част на гр. Ахтопол, западно от бившето гръцко училище (фиг. 3А, т. 6).

Едни от най-атрактивните геоложки феномени по маршрута са свързани с продуктите на вулканизма - пилоу-лави, еруптивни брекчи и вулкански бомби. Най-представителните разкрития на пилоу-лави се намират северно от местността "Делишменов егрек" (фиг. 3А, т. 7; табл. I, сн. 6, 7), където могат да се наблюдават светлорозови до виолетови кръгли или елипсовидни в напречен разрез лавови тела с трахитов състав, най-често със сплесната долна и изпъкнала горна повърхност. Известни са под различни имена – "сферични", "кълбовидни", "грудковидни", "хлебовидни", "възглавничести" лави (Макдоналд, 1975), като най-широка популярност има последният термин в английския му вариант (pillow-lavas). Размерите им варират от няколко см до няколко м. Вулкански (еруптивни) брекчи (табл. I, сн. 8) се разкриват под формата на елипсовидно тяло в местността "Делишменов егрек" (фиг. 3А, т. 7). То е изградено предимно от трахитови късове, но участват и туфи и мергели. Спойката представлява разнорънест туф без сортировка, с аналогичен състав. Вулкански бомби (табл. I, сн. 9, 10) от трахити могат да се наблюдават южно от местността "Ахтото" (фиг. 3А, т. 8). Банушев (2002) установява различие в химизма на пилоу-лавите и придружаващите ги хиалокластити, което обяснява с хидратация на вулканското стъкло и последвалата го палагонитизация, съпроводена с изнасянето на част от алкалните компоненти.

Предвид сложната тектонска картина, характерна за Средногорската зона, типично за маршрута е наличието на разломни нарушения. Те могат да се наблюдават в няколко разкрития северно от местността "Делишменов егрек", както и непосредствено на север от устието на р. Велека. В първия случай (табл. II, сн. 4, 5) виждаме вертикалните пластовете от редуващи се трахити и туфи, разместени от напречни разломи с отседен характер, чиято амплитуда е от няколко см до няколко десетки см. Във втория случай (фиг. 3А, т. 10; табл. II, сн. 6) наблюдаваме широка около 15 m разломна зона, маркирана от тектонска брекча, тектонска глина и субвертикални трахитови дайки.

В естетически план изпъкват многобройните фиордообразни заливчета (табл. II, сн. 2), както и впечатляващата пясъчна коса, отделяща лимана (табл. II, сн. 7) при устието на р. Велека.

Маршрут 2

Началото му е в южния край на плажа "Бутамята", южно от с. Синеморец. Завършва на 300 m южно от залива Силистар, като дължината му е 6,5 km и за преминаването му са необходими 4 часа. Първият феномен по маршрута е вертикална трахитова дайка при устието на р. Бутамята в южния край на едноименния плаж (фиг. 3Б, т. 1; табл. II, сн. 8). Дебелината ѝ е 6-7 m, височината – 4-5 m, а посоката – И-З. Благодарение на устойчивостта на трахитите на ерозионните процеси, в сравнение с вместиращите я скали, дайката оформя причудлива скална греда. В непосредствена близост до нея, в южния край на плажа, се наблюдават полегато потъващи на ЮИ пластовете от редуващи се седиментни и вулканогенно-седиментни скали.

Южно от плаж "Липите", в живописен клифов участък, се разкриват лавови потоци от пилоу-лави с трахитов състав (фиг. 3Б, т. 2; табл. III, сн. 1-3). В разкритието могат да се наблюдават и взаимоотношенията на лавите с разположените върху тях масивни трахити, а непосредствено на югоизток се разкриват експлозивни брекчи с късове от черно вулканско стъкло (табл. III, сн. 4, 5), включващо едри плагиоклазови кристали.

Много впечатляващ геоложки феномен - призматична напуканост, може да бъде наблюдаван северно и южно от "Разделената канара" (до средата на бухта "Листи"). Призмите са субвертикални, субхоризонтални и ветриловидни, и са свързани със застиването на малко субвулканско тяло или нек с трахитов състав (фиг. 3Б, т. 3; табл. III, сн. 6, 7).

Високата естетическа стойност на геотопа се подсилва от многобройните фиордообразни заливчета, редуващи се с малки живописни плажове - картина, която се наблюдава по целия маршрут до залива "Силистар". В южния му край, в хидротермално променени туфи, се вижда медна (малахитова) минерализация (фиг. 3Б, т. 4; табл. III, сн. 8), свързана с намиращия се непосредствено на юг Силистарски плутон, описан детайлно от Маляков и Белмустакова (1999) и Nakovetal (2002). Той се разкрива на неголяма площ южно от р. Силистар и досега не е включван в геоложки маршрут. В изграждащите го светли дребнозърнести диорити и кварцдиорити (фиг. 3Б, т. 5; табл. III, сн. 9, 10) могат да се наблюдават протоматмени структури (слоеве на течение, плоскостен паралелизъм, минерална линейност, първична напуканост, маркирана от жилни скали и др.), както и прожилково-впръсната медно-пиритна минерализация

Заклучение

Геотопите "Устието на Велека" и "Силистар" са с висока естетическа, научна, образователна и изследователска стойност. Изключително красивата природа (море, малки заливи с прекрасни плажове, гора с ендемична растителност, красиво изваяни от абразията скални образувания и пр.) се съчетава и с уникални по своята разкритост и характер скали. Разрезът дава възможност да се видят и изучат разнофациалните продукти на вулканоплутоничните постройки (ефузивен, пирокластичен, субвулкански и интрузивен фациес). В този смисъл двата геотопомогат да се включат в уникален геопарк по палеовулканология, обхващащ крайбрежието от Бургас до Резово. Защитата им не представлява проблем, тъй като те попадат в рамките на защитени местности от природен парк "Странджа". Необходимо е само популяризирането им чрез допълнителни обяснителни табели, брошури и геопътеки.

Литература

- Бакалова, Д., Л. Додекова, Х. Чемберски. 1982. Списък на имената на седиментните и седиментно-вулканогенните литостратиграфски единици, въведени в България. - *Сп. Бълг. геол. д-во*, 43, 1, 102-112.
- Банушев, Б. 2002. Нови данни за горнокредните субаквални вулкани от южното черноморско крайбрежие. - *Минно дело и геология*, 7-8, 34-40.

- Василев, Е., И. Димитров. 2003. Алпийски деформации на горнокредните скали от Източното Средногорие, между р. Резовска и селата Вършило и Зидарово (ЮИ България). – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 64, 1-3, 85-97.
- Гочев, П. 1935. Находка на средномiocенски наслаги югоизточно от Бургас. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 7, 3, 253-255.
- Желев, В. 2006а. Геоложки феномени – Силистар. – *Геология и минерални ресурси*, 5, 2-9.
- Желев, В. 2006б. Геоложки феномени – Устието на река Велека. – *Геология и минерални ресурси*, 6, 4-11.
- Коюмджиева, Е., Н. Попов. 1985. Объем и подразделение караганского яруса (средний миоцен) Восточного Паратетиса. – *Geol. Balc.*, 15, 1, 75-82.
- Макдоналд, Г. 1975. *Вулканы*. М., „Мир“, 430 с.
- Маяков, Й., Х. Белмустакова. 1999. Петроложки и структурни особености на Силистарския плутон, Югоизточна Странджа планина. – *Геохимия, минералогия и петрология*, 36, 29-44.
- Петрова, А., Е. Василев, Л. Михайлова, А. Симеонов, Е. Челебиев. 1980. Литостратиграфия части верхнего мела в Бургаском районе. – *Geol. Balc.*, 10, 4, 23-67.
- Петрова, А., Х. Дабовски, С. Савов, Г. Чаталов. 1992. *Геоложка карта на България в М 1:100000 (картен лист Царево, н. Силистар, Малко Търново, Резово)*. – КГМР, ПГПГК.
- Петрова, А., Х. Дабовски, Л. Михайлова, С. Савов, Г. Чаталов. 1995. *Обяснителна записка към геоложката карта на България в М 1:100000 (картен лист Царево, н. Силистар, Малко Търново, Резово)*. – КГМР, „Геология и геофизика“ АД, 67 с.
- Петрова, А., А. Симеонов. 1989. Нови данни за литостратиграфията на горната креда в Източното Средногорие. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 50, 3, 6-14.
- Попов, П., В. Ковачев, С. Страшимиров, В. Желев, Р. Арнаудова, Б. Банушев, П. Ставрев, Р. Радичев. 1993. Геология и металогения на Бургаския руден район. – *Трудове на МГУ*, 1; 93 с., с 1 карта в М 1:200 000.
- Попов, Н., Е. Коюмджиева. 1987. Миоценът в Североизточна България (литостратиграфска подялба и геолошко значение). – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 48, 3, 15-33.
- Синьовски, Д., В. Желев, М. Антонов, С. Джуранов, З. Илиев, Д. Вангелов, Г. Айданлийски, П. Петров, Х. Василев. 2002. Метод за оценка на геоложки феномени. – *II Международна конференция SGEM, Варна*, 25-33.
- Страшимиров, Б. 1961. Нови данни за наличието на среден миоцен южно от гр. Бургас. – *Год. ВМГИ*, 7, 37-45.
- Nakov, R., T. Kerestedjian, A. Kunov. 2002. The Silistar Intrusive, Eastern Srednogie zone, Bulgaria: Structural data and potential for porphyry-copper and epithermal systems. – *Turkish J. Earth Sci.*, 11, 217-229.

ТАБЛИЦА I (маршрут 1)

- 1, 2 – вертикални пластове отредуващи се трахитови лавови потоци и туфи южно от Ахтополския залив;
- 3 – “луковично” изветряне в трахитов лавов поток на 700 m южно от Ахтополския залив;
- 4 – шуплесто изветряне в трахитови туфи в местността “Ахтото”;
- 5 – сферично изветряне в трахитов лавов поток южно от местността “Ахтото”;
- 6, 7 – пилоу-лави и хиалокластити северно от местността “Делишменов егрек”: 6 – общ изглед на разкритието (поглед от югоизток), 7 – детайл;
- 8 – еруптивни брекчи в местността “Делишменов егрек”;
- 9, 10 – вулкански бомби от трахити в бомбени туфи южно от местността “Ахтото”

ТАБЛИЦА II (маршрут 1 – продължение и маршрут 2 - начало)

- 1 – наклонени на СИ пластове от редуващи се седиментни и вулканогенно-седиментни скали на 300 m С от устието на р. Велека;
- 2 – фиорд, образуван по пачка от вертикални некомпетентни пластове в местността “Делишменов егрек”;
- 3 – сферично изветряне в наклонени на СИ пластове от базалтоидни туфи при устието на р. Велека;
- 4, 5 – разломни нарушения с отседен характер, размествящи вертикални пластове от редуващи се трахитови лави и туфи северно от местността “Делишменов егрек”;
- 6 – разломна зона северно от устието на р. Велека;
- 7 – пясъчна коса и лиман при устието на р. Велека;
- 8 – вертикална трахитова дайка с посока И-З при устието на р. Бутамята южно от с. Синеморец;
- 9 – наклонени на ЮИ пластове от редуващи се седиментни и вулканогенно-седиментни скали в южния край на плаж “Бутамята”

ТАБЛИЦА III (маршрут 2 – продължение)

- 1, 2 – панорамни снимки на трахитови пилоу-лави и масивни трахити южно от плаж “Липите”;
- 3 – детайл от лавов поток от пилоу-лави южно от плаж “Липите”;
- 4 – скална гъба от експлозивна брекча с късове от черно вулканско стъкло (хиалокластит) югоизточно от лавовия поток;
- 5 – къс от черно вулканско стъкло, съдържащедри плагиоклазови кристали в същото разкритие;
- 6, 7 – призматична напуканост в трахитово субвулканско тяло (нек) южно от “Разделената канара”;
- 8 – медна минерализация (малахит) по пукнатини в хидротермално променени туфи в южния край на залива “Силистар”;
- 9, 10 – дребнозърнести диорити от Силистарския плутон на 300 m южно от залива “Силистар”, в които се наблюдават ясно изразени пукнатини с посока ССИ-ЮЮЗ (сн. 10)

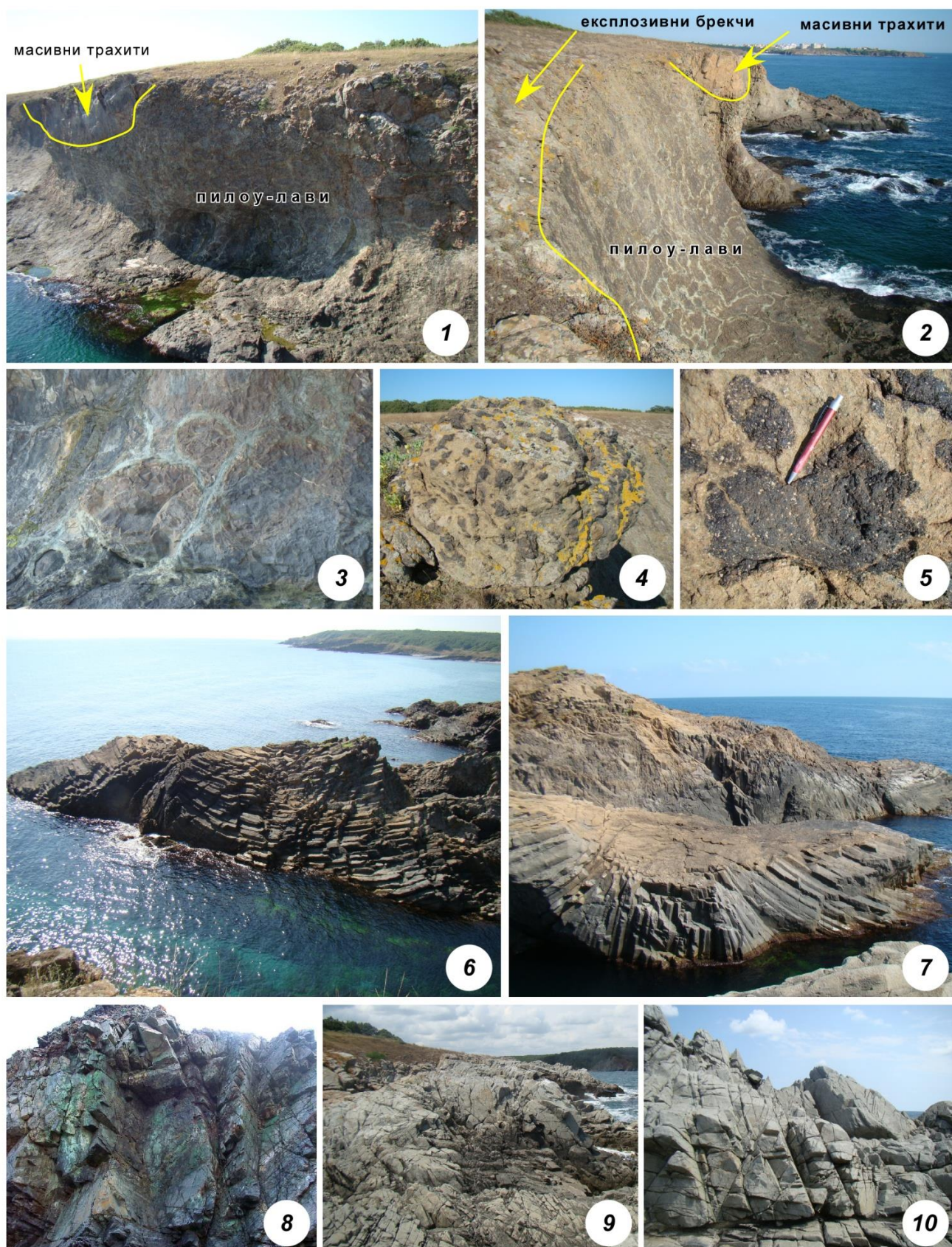
ТАБЛИЦА I



ТАБЛИЦА II



ТАБЛИЦА III



ПРИСЪСТВИЕ И РАЗПРЕДЕЛЕНИЕ НА АРСЕН В ХУМУСНИЯ ХОРИЗОНТ ОТ БОБОВДОЛСКАТА КОТЛОВИНА

**Александър Здравков¹, Калин Русков¹, Ивона Никова², Бисер Христов², Димитър Петров¹,
Димитър Бакърджиев¹**

¹Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; alex_zdravkov@mgu.bg

²Институт по почвознание, агротехнологии и защита на растенията "Никола Пушкаргов"

РЕЗЮМЕ. Цел на настоящето изследване е пространствен анализ и оценка на съдържанието на As в почви от района на топлоелектрическата централа Бобов дол. Почвените проби са взети по предварително избрана полигонова мрежа, така че максимално равномерно да покриват избраните за изследване площи. Извършен е предварителен статистически анализ на данните за оценка на разпределението на елемента As и изключването на грешни стойности. Интерполацията на данните е направена по геостатистическите методи кригинг и вариограмен анализ. Анализът на променливостта в данните, извършен по метода вариограмен анализ, показва най-плавното изменение на съдържанията в изток-западна посока. Участъци с по-високи съдържания на As се установяват в западна посока от топлоелектрическата централа.

OCCURRENCE AND DISTRIBUTION OF ARSENIC IN SOILS AROUND THE BOBOV DOL THERMOELECTRIC POWER PLANT

Alexander Zdravkov¹, Kalin Ruskov¹, Ivona Nikova², Biser Hristov², Dimitar Petrov¹, Dimitar Bakardjiev¹

¹University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; alex_zdravkov@mgu.bg

²Institute of Soil Science, Agrotechnologies and Plant Protection "Nikola Poushkarov"

ABSTRACT. The aim of this study is spatial analysis and assessment of the content of As in soils in the area of the Bobov Dol thermoelectric power plant. Soil samples were taken according to previously selected polygonal network. The sample locations ensure evenly cover of the selected area of interest. A preliminary statistical analysis of the data was performed in order to evaluate the distribution of As and exclusion of erroneous values. Interpolation of the data was made by kriging geostatistical methods and variogramme analysis. The analysis of the variability in the data showed the most gradual change of the contents in the east-west direction. Areas with higher contents of As are found to the west of the Thermal power plant.

Въведение

С изобретяването на парната машина и интензивната индустриална революция от средата на 18 и 19 век, въглицата добиват съществено значение и постепенно се превръщат в един от основните фактори на икономическия растеж. Повече от 100 години въглища с различен ранг и от различни части на света се използват като един от основните енергийни източници, както и в разнообразни производствени процеси. По данни на Американската енергийна информационна администрация (EIA) годишното производство на въглища за 2006г. е около 6,1 милиарда тона, с тенденция към увеличение до около 9 милиарда тона към 2030г., главно за сметка на увеличения добив в развиващите се страни и Китай. Според Световната въглищна асоциация (<http://www.worldcoal.org>) около 40% от световния добив на въглища се използва за производството на електрическа енергия в ТЕЦ. По данни на Министерството на икономиката, енергетиката и туризма за 2007 г. производството на електрическа енергия от въглища в България възлиза на 5354 МВт

(включва електричеството, произведено в ТЕЦ и ко-генерационни мощности), което съставлява около 48% от електропроизводството в страната. Посочените данни недвусмислено показват изключителното икономическо значение на въглицата, както в България, така и в световен мащаб. Въпреки това, следва да се отбележи, че утилизацията на въглища в ТЕЦ или други индустриални предприятия представлява компромис с околната среда, тъй като е свързана с отделянето на значителни количества CO₂, N₂, NO_x, SO₂, пепел, токсични елементи и други. Това е и причината въглища и пепелите, получени при изгарянето им, да бъдат интензивно изследвани, във връзка с изучаване на съдържащите се в тях елементи-примеси и тяхното поведение по време на горивния процес. Обзор на обширните изследвания могат да бъдат намерени в работите на Ratafia-Brown (1994), Xu et al. (2003), Юдович и Кетрис (2005) и Кортенски (2011).

Настоящото изследване е фокусирано върху изучаване влиянието на ТЕЦ Бобов дол върху почвената характеристика в района на централата. По-специално,

изследвано е съдържанието и формата на присъствие на As в хумусния почвен хоризонт от района на ТЕЦ Бобов дол. Актуалността на изследването е обусловена от факта, че арсенът е елемент с подчертано проявен негативен ефект върху човешкия организъм, изразяващ се в нарушение на функциите на различни органи и развитие на ракови клетки (Smith et al., 1998; Yudovich, Ketris, 2005).

Арсенът, както и част от неговите съединения са летливи, в резултат, на което при горенето на въглищата той преминава в газовата фаза, най-често под формата на As^0 , AsO , As_2O_3 и др. В този случай съществено значение върху поведението му при горенето оказват фактори като дизайна на горивната камера, температурата на горене, количеството на кислорода, температурата на газовете извън горивната камера и скоростта на намаляването ѝ и др. (Yudovich, Ketris, 2005). Само една малка част от арсена, обаче, остава в газова фаза и се изхвърля в атмосферата заедно с димните газове. По-голямото количество арсен кондензира, предимно върху по-фините пепелни частици, в резултат на изстиването на димните газове след излизането им от горивната камера (Ratafia-Brown, 1994; Xu et al., 2003; Yudovich, Ketris, 2005).

Съвременните топлоелектрически централи обикновено са оборудвани с устройства за улавяне на пепелта (циклони, гравитационни прахоуловители, електростатични филтри, ръкавни филтри), ефективността на които, в зависимост от използваната технология, варира от 70 до над 99%. Въпреки това, една част от увлечената с димните газове пепел неизбежно преминава през филтрите и се изхвърля в атмосферата през комина на ТЕЦ. Това са предимно фини пепелни частици с размери най-често под 10 μm , а в много случай и със субмикронни размери, които са и най-опасните, тъй като обикновено съдържат повишени концентрации от някои тежки метали и токсични елементи (Helble, Sarofim, 1993; Helble, 1994; Meij, 1994; Ratafia-Brown, 1994; Huang et al., 2004 и др.). Това е предпоставка за замърсяване на почвите и водите в района около централата.

Методика на изследването

Настоящото изследване е фокусиране върху изследване на съдържанието и формата на присъствие на арсена в почвите от район на ТЕЦ Бобов дол и връзката му с електроцентралата. ТЕЦ Бобов дол се намира на около 70 km югозападно от София и на около 10 km западно от гр. Дупница. Централата разполага с 3 блока с обща инсталирана мощност около 600 MW. Блоковете са снабдени с прахоулавящи устройства – тристепенни електростатични филтри с ефективност на задържане на пепелните частици до 99%. Централата първоначално е проектирана да използва кафявите въглища от Бобовдолския въглищен басейн. През последните десетина години, обаче, поради постепенното намаляване на добива на въглища от мини Бобов дол, се налага промяна в суровинната база на централата. Понастоящем, в ТЕЦ Бобов дол се изгарят предимно лигнитни въглища от Чукуровския, Белобрежкия и Станянския басейн, както и малко количество кафяви въглища от Бобовдолския и Пернишкия басейни. Всички използвани въглища са предимно високопепелни, което съответно води и до отделянето на значителни количества пепел при

изгарянето им. Според Donchev et al. (2001) електроцентралата генерира годишно около 900 000 t пепели. За изследване влиянието на ТЕЦ Бобов дол върху земеделските земи в района на централата е опробван хумусният почвен хоризонт в обработваемите земеделски земи, като са взети 74 броя почвени проби на дълбочина 0-30 cm. Опробването е извършено по неправилна мрежа, като местоположението на отделните проби е съобразено така, че те максимално плътно да покриват изследвания участък.

Всички проби са изследвани за определяне на влага, pH, органичен въглерод и арсен. Влагата е определена чрез изсушаване на представителна част от пробата (около 5 гр.) при $105 \pm 1^\circ C$ за период от 4 часа. На всяка проба са извършени две замервания за определяне на влагата, като при наличие на разлика от повече от 30% между двете стойности е направен още един анализ, след което влажността е определена като средно-аритметично между стойностите с близки показатели. Почвената реакция (pH) е определена във воден извлек при съотношение почва:вода 1:5 и време на взаимодействие 5 часа. Съдържанието на C_{org} в изследваните проби е определено по модифициран метод на Тюрин (1965). Почвената проба е стрита и пресята през сито с размери 2 mm, след което е промита няколкократно с вода за отстраняване на коренчетата. След изсушаване на почвата при температура $80^\circ C$, същата е стрита и пресята през сито 0,25 mm, след което е окислена с разтвор на $K_2Cr_2O_7/H_2SO_4$ в термостат при $125^\circ C$ за 45 min в присъствие на катализатор Ag_2SO_4 . Нереагиралата окислителна смес се титрува с $(NH_4)_2SO_4 \cdot FeSO_4 \cdot 6H_2O$ с индикатор фенилантранилова киселина и се определя количеството C_{org} по формула. Анализите са извършени в лабораторията към секция "Генезис, география и класификация на почвата" към Института по почвознание, агротехнологии и защита на растенията "Никола Пушкарков".

Количественото определяне на съдържанието на As в почвите е определено по стандартна методика чрез ICP-OES анализ (ISO 11885:1996; ISO 11466:1995). Изследванията са извършени в ЦНИЛ "Геохимия" (Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски") на предварително третиране със смес от азотна и солна киселини (0,5 – 50 ml) проби. В допълнение, на 25 броя почвени проби е извършен и пълен силикатен анализ, съгласно стандарт БДС-ISO 11535-2002. За целта пробите са приведени в разтворено състояние чрез третиране с азотна киселина, след което полученият разтвор (0,1 – 250 ml) е анализиран на спектрален анализатор ICP-VISTA-MPX SIMULTANEOUS CCD. Количественото определяне на съответните оксиди е направено със стандартни вещества. Получените резултати за съдържанието на арсен и основните окиси са преизчислени на суха маса. Като метод за пространствена интерполация на точките с неизвестни съдържания е използван геостатистическият метод Кригинг. При него се прави предварителна оценка на разликата между стойностите на изследваните параметри, намиращи се на различно разстояние и в различни посоки от пространството, с помощта на вариограмен анализ.

Резултати и дискусия

Резултатите от проведените изследвания за обобщени в таблица 1.

Характеристика на хумусния почвен слой

Почвите в района на ТЕЦ Бобов дол са формирани върху скалите от Пъстрата подвъглищна задруга от Бобов-долския грабен, представени от полигенни конгломерати с глинесто-песъчлив матрикс и прослойки от глинести пясъчници и аргилити. Почвите са преобладаващо Канелени горски почви (излужени, оподзолени, плитки и др.), като по поречието на реките се установяват алувиално-ливадни и алувиално-делувиални почви. Хумусният почвен хоризонт е черен до тъмно кафяв на цвят, а механичният му състав е предимно тежко песъчливо глинест, на места с единични чакъли от метаморфни скали и кварц. Карбонатите са излужени по дълбочина. Съдържанието на СаО е между 1,3 и 5,7% (табл. 1), без забележима реакция със солна киселина на повърхността. Единствено в една проба (BD72-2, фиг. 1), намираща се непосредствено до обслужващия път към сгуроотвал "Каменик", бе установено значително количество дребни доломитни късчета, които по всяка вероятност са механично примесени с почвения слой при строежа на пътя. Именно на това се дължи и повишеното съдържание на СаО и MgO в тази проба (табл. 1). Съдържанието на органичен въглерод варира между 0,4 и 2,2%, като стойностите са в рамките на по-рано установените граници за района (Благоев, Михайлов, 1978). Пространственото разпределение на съдържанията на органичен въглерод в хумусния почвен слой са показани на фигура 1. По-високи стойности са установени в една ивица с посока ССЗ-ЮЮИ и с ширина около 1 km, като най-високи са те в близост до промишлената площадка на ТЕЦ Бобов дол (проби BD38-1, BD38-2, BD50-2, BD51-3, BD51-1), както и в близост до малкия поток, подхранван от водите, излизаци от двата утайника на територията на централата (проби BD65-1, BD75-2; фиг. 1). Причината за тези повишени съдържания на органичен въглерод в описаните проби вероятно е свързана с непосредственото влияние на ТЕЦ-а върху околните земи и по-точно с привнасянето на недоизгорели въглищни частици в почвения слой. Индикация за това е наличието на слой от фина сиво-черна пепел, съдържаща

значително количество такива частици, в необработваемите земи в близост до утайниците (проба BD51-1). В останалите проби, тази връзка не е толкова ясна, тъй като пепелните частици са фино примесени с почвата при обработката ѝ.

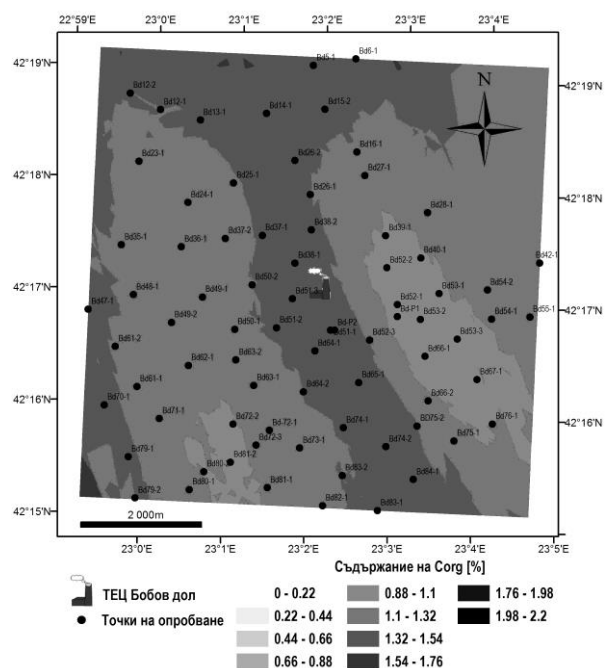
Почвената реакция (pH) е една от най-съществените почвени характеристики, тъй като оказва съществено влияние не само върху физико-химичната характеристика на почвения слой, но и върху развитието на различните растителни видове. Sparks (2003) отбелязва, че киселинността на почвите зависи от множество фактори, като например количество на валежите, използването на амониевии торове, изветрянето на коренните скали, активността на кореновата система на растенията, наличие на кисели дъждове и др.

В изследвания район на ТЕЦ Бобов дол киселинността на хумусния хоризонт варира в доста широки граници – от 4 до 7,9 (табл. 1). Тези стойности правят почвите от много силно кисели до неутрални и слабо алкални. Киселият характер на изследваните почви вероятно се дължи на киселата почвообразуваща коренна скала, както и на горската растителност отлагана на повърхността през изминалите години. От една страна слабата киселинност е предпоставка за по-доброто развитие на растителността, тъй като излужването на почвите води до освобождаването на хранителни вещества. От друга страна, твърде високата киселинност може да бъде токсична за растенията. Причината за това е разрушаването на алумосиликатната матрица на глинестите минерали, при което се освобождават Al, Fe, Mn, както и някои токсични елементи-примеси (Cu, As, Pb, Zn, Cd, Cr и др.), от които в последствие се формират окисни и хидроокисни съединения, отличаващи се със силна фито-токсичност (Sparks, 2003). Слабо алкалната среда, установена в част от пробите (табл. 1), вероятно е резултат от наличието на по-голямо количество пепелни частици в тези проби. Основание за това твърдение дава факта, че най-алкални са почвите в близост до утайниците на ТЕЦ-а (фиг. 2), там, където върху повърхността беше установено наличието на тънък пепелен слой.

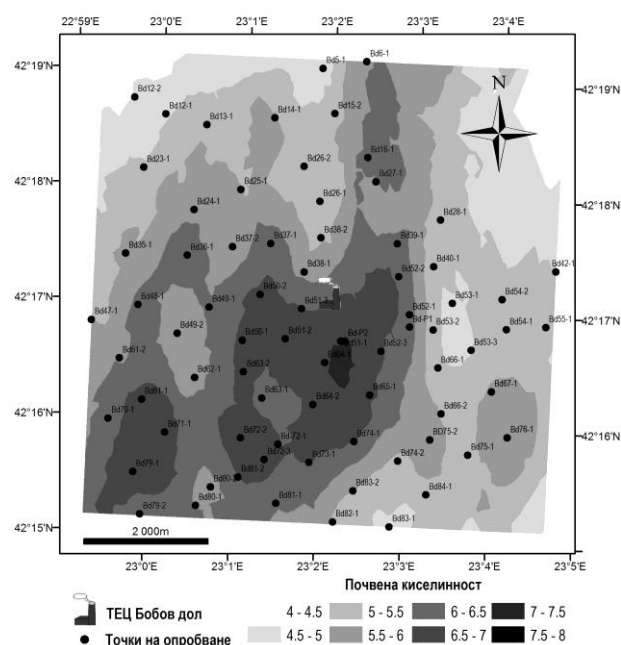
Таблица 1. Съдържание на влага, органичен въглерод (Corg), арсен (As) и главните окиси в почвите от района на ТЕЦ Бобов дол с данни за почвената киселинност (pH)

Проба	Влага (%)	pH	Corg (%)	As (mg/kg)	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	K ₂ O (%)	Na ₂ O (%)	TiO ₂ (%)	P ₂ O ₅ (%)	CaO (%)	MgO (%)	MnO (%)	SO ₃ (%)
BdP1	3,14	7,9	0,4	10,11	69,98	13,11	3,63	2,22	2,61	0,73	0,14	3,10	1,40	0,07	0,06
Bd12-1	4,65	4,8	1,7	24,26	70,38	16,42	5,28	2,54	1,97	0,81	0,10	1,65	1,78	0,10	0,03
Bd12-2	8,09	4,9	1,3	23,46	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd13-1	3,26	5,5	1,4	35,74	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd14-1	7,94	6,3	1,5	14,73	71,44	15,95	5,35	2,24	1,59	0,86	0,09	1,96	1,47	0,11	0,03
Bd15-2	7,69	5,3	1,0	20,82	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd16-1	2,98	7,0	1,7	19,49	68,90	14,63	5,20	2,63	2,64	0,74	0,21	2,49	2,64	0,08	0,03
Bd23-1	5,58	4,8	1,1	24,85	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd24-1	6,63	5,9	1,0	24,83	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd25-1	4,14	5,2	0,9	20,33	69,18	16,22	5,15	2,38	1,99	0,77	0,12	1,74	1,84	0,09	0,03
Bd26-1	6,06	4,9	1,4	18,88	70,44	14,78	5,43	1,96	1,30	0,82	0,09	1,43	1,35	0,11	0,03
Bd26-2	4,13	4,6	1,4	11,47	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd27-1	4,97	5,6	1,0	12,65	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd28-1	4,37	4,9	1,2	34,92	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd35-1	5,22	5,0	1,6	39,90	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Bd36-1	6,76	7,3	0,9	41,05	61,27	16,44	5,84	2,22	1,45	0,69	0,24	5,72	2,68	0,06	0,03
Bd37-1	6,47	7,1	1,2	23,28	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd37-2	6,35	4,7	0,6	16,57	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd38-1	4,63	4,9	1,8	19,93	69,13	15,86	5,32	2,25	1,42	0,77	0,10	1,40	1,62	0,10	0,03
Bd38-2	6,15	5,1	1,7	16,81	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd39-1	7,22	6,1	0,8	28,21	70,47	15,79	4,66	2,87	2,10	0,64	0,10	1,63	1,75	0,05	0,03
Bd40-1	4,65	4,6	1,2	17,75	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd42-1	7,58	5,1	1,1	6,12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd47-1	3,54	5,1	1,2	30,73	69,64	15,88	5,35	2,66	1,30	0,69	0,10	1,31	1,87	0,10	0,03
Bd48-1	5,96	7,1	1,0	16,10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd49-1	9,30	5,9	1,4	53,76	67,01	17,52	5,29	2,76	1,43	0,71	0,18	1,28	1,93	0,05	0,03
Bd49-2	7,54	4,6	1,5	19,90	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd5-1	7,04	4,0	1,8	17,06	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd50-1	4,46	7,1	1,2	25,98	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd50-2	9,92	6,9	2,0	52,46	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd51-1	6,41	7,3	1,9	24,93	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd51-2	9,73	6,9	1,2	20,33	63,98	14,64	4,54	2,33	2,19	0,65	0,19	2,82	1,83	0,09	0,03
Bd51-3	5,06	6,8	1,5	27,29	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd52-1	6,20	5,6	1,5	16,94	70,07	16,67	5,70	2,52	1,53	0,76	0,13	1,66	1,97	0,10	0,03
Bd52-2	7,90	7,2	0,7	22,49	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd52-3	7,07	5,9	1,1	16,28	72,67	16,40	5,03	2,71	2,40	0,78	0,19	2,02	1,78	0,08	0,03
Bd53-1	9,11	4,6	1,1	16,11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd53-2	6,90	4,7	0,7	23,27	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd53-3	6,74	5,0	1,0	34,51	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd54-1	5,54	4,8	1,2	17,26	70,63	16,14	5,53	2,09	1,60	0,74	0,11	1,41	1,72	0,08	0,03
Bd54-2	7,29	5,2	1,4	26,37	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd55-1	6,34	5,0	1,1	23,59	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd6-1	8,86	7,0	1,5	15,68	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd61-1	6,88	7,4	0,7	7,16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd61-2	3,59	5,4	1,8	17,56	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd62-1	8,90	5,3	1,1	17,52	72,86	15,46	5,00	2,48	1,54	0,70	0,12	1,37	1,52	0,09	0,03
Bd63-1	7,51	5,7	1,6	16,19	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd63-2	7,98	6,5	1,5	11,74	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd64-1	4,63	7,3	1,3	24,16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd64-2	7,29	5,9	1,4	12,69	71,88	15,15	3,97	2,68	2,22	0,76	0,08	1,52	1,15	0,08	0,03
Bd65-1	3,85	6,8	2,1	27,75	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd66-1	7,74	4,3	0,6	12,96	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd66-2	3,54	5,5	0,6	6,83	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd67-1	1,91	5,7	1,1	7,47	71,10	15,61	4,89	2,43	2,17	0,69	0,12	1,91	1,92	0,07	0,03
Bd70-1	6,29	6,0	1,7	16,22	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd71-1	8,16	7,2	1,5	12,96	64,69	16,60	6,90	2,65	1,07	0,77	0,12	2,91	3,67	0,12	0,03
Bd72-1	8,97	6,3	1,3	24,78	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd72-2	1,33	7,7	0,7	2,53	39,58	9,78	3,09	1,58	1,29	0,36	0,11	14,64	11,53	0,04	0,03
Bd72-3	5,00	7,2	0,6	3,89	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd73-1	7,87	7,2	0,9	14,22	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd74-1	5,62	7,4	0,6	14,41	69,26	15,23	4,93	2,34	1,79	0,63	0,08	1,96	1,83	0,05	0,03
Bd74-2	4,08	4,7	1,1	9,80	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd75-1	6,71	4,7	1,4	7,72	70,92	15,96	4,86	2,82	2,40	0,80	0,13	1,80	1,91	0,11	0,03
BD75-2	2,41	6,8	2,2	18,44	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd76-1	3,32	7,3	0,9	9,52	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd79-1	5,57	7,3	2,0	20,54	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd79-2	6,07	5,9	1,1	8,20	70,92	15,80	4,27	2,49	2,60	0,57	0,12	1,93	1,49	0,05	0,03
Bd80-1	3,10	6,3	0,4	5,26	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd80-2	3,42	4,6	1,2	0,52	72,96	13,91	3,45	2,32	2,11	0,61	0,07	1,63	0,83	0,06	0,03
Bd81-1	3,77	5,6	1,8	12,78	69,10	15,34	4,86	2,81	1,70	0,58	0,09	1,50	1,90	0,05	0,03
Bd81-2	3,72	6,8	0,7	4,78	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd82-1	5,76	5,1	1,1	14,75	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd83-1	5,03	4,5	1,5	8,42	72,85	14,23	4,17	2,51	1,87	0,58	0,08	1,33	1,40	0,05	0,03
Bd83-2	4,56	4,8	1,7	10,48	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bd84-1	3,57	5,5	1,6	8,40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-



Фиг. 1. Пространствено разпределение на съдържанията на органичен въглерод (Corg) в района на ТЕЦ Бобов дол



Фиг. 2. Пространствено разпределение на стойностите на pH в района на ТЕЦ Бобов дол

Пространственото разпределение на стойностите на pH (фиг. 2) се характеризира с тенденция към увеличаване на киселинността с отдалечаване от тази зона. Намалването на pH е по-бързо към високите хълмове в източна посока (фиг. 2), които вероятно са играли ролята на бариера при разпределението на пепелните частици. Съвсем различна е ситуацията в южна и западна посока, където промяната в киселинността на хумусния почвен слой е значително по-плавна (фиг. 2). Последното показва, че разпределението на пепелните частици в тези участъци е доста равномерно и вероятно отразява посоката на преобладаващите ветрове в изследвания район.

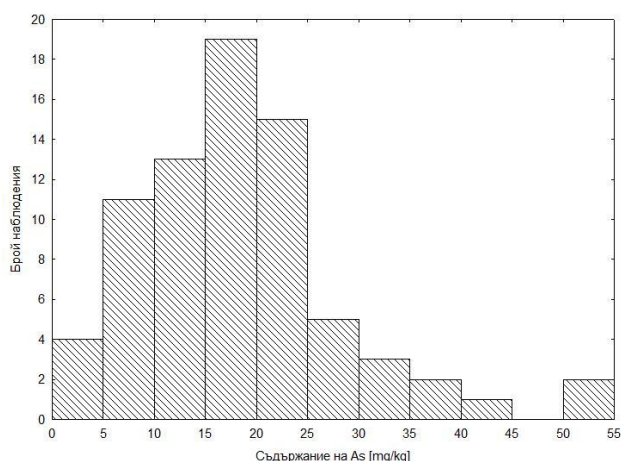
Съдържание на арсен в хумусния хоризонт

Съдържанието на арсен в почвите е сложна функция на множество фактори, както естествени, така и антропогенни (Smith et al., 1998). Измежду последните, добивът и преработката на арсен съдържащи руди, както и изгарянето на въглища в електроенергетически централи са едни от основните източници на елемента (Smith et al., 1998; Kabata-Pendias, Mukherjee, 2007).

Във въглища арсенът присъства неизменно, а количеството му е пряка връзка с наличието му в подхранващата провинция. По данни на Юдович и Кетрис (2005) кларковата стойност на елемента във въглища е между 10 и 23 ppm, в зависимост от степента на въглефикация. Съществуват, обаче и доста примери за въглищни находища, в които концентрацията на арсена значително надвишава тези стойности (Юдович, Кетрис, 2005; Yudovich, Ketris, 2005). В България такива са въглищата от повечето басейни в Софийската въглищна провинция. Кортенски и Здравков (2004) установяват средно съдържание на As във въглищата от Белобрежкия басейн от 352 ppm. В допълнително изследване на въглищата от този басейн Здравков (непубл.) установява, че съдържанието на разглеждания елемент варира между 4 и 1374 ppm. Кортенски (2011), обобщавайки данни за съдържанието на елементи-примеси в българските въглища, привежда осреднени данни за наличието на арсен във въглищата от Чукуровския, Станянския и Белобрежкия басейни съответно 785, 33 и 52 ppm. В басейните от Пернишката провинция също се установяват надкларкови концентрации на елемента, макар и не толкова високи както в описаните вече басейни. За Пернишкия басейн Кортенски (2011) привежда данни за средно съдържание на арсен от около 102 ppm, докато за Бобовдолския басейн данните на Vassilev and Vassileva (1997) показват наличие на арсен около 83 ppm във въглищната пепел.

Установените високи стойности на арсен във въглищата предполагат и повишени концентрации на елемента в пепелта. Съществуващите данни, обаче, са нееднозначни в това отношение. Така например, Vassilev and Vassileva (1997) съобщават за наличие на 56 ppm As в пепелта от ТЕЦ Бобов дол, докато Шумкова (2006) установява средно съдържание от 1032 ppm As в най-дребната (<0,125mm) фракция на пепелта. Тези съществени разлики в съдържанието на изследвания елемент в пепелта са вероятно резултат от една страна от различията в изгаряните въглища през годините, и от друга страна на твърде неравномерното му разпределение в самите въглища. Несъмнено е обаче, че тези високи стойности на As в пепелите от ТЕЦ Бобов дол създават реална опасност от замърсяване на околната среда чрез отделяне на субмикронни пепелни частици, богати на As.

Съдържанието на арсен в изследваните почви варира в доста широки граници (табл. 1). Разпределението на стойностите се характеризира със слабо изразена положителна асиметрия, изразяваща се в наличие на „опашка“ от данни с високи стойности (фиг. 3). Стойностите на медианата и средно аритметичното са съответно 17,1 и 18,6 mg/kg, което потвърждава наличието на асиметрия в разпределението на данните.



Фиг. 3. Хистограма на съдържанията на арсен в хумусния почвен слой около ТЕЦ Бобов дол

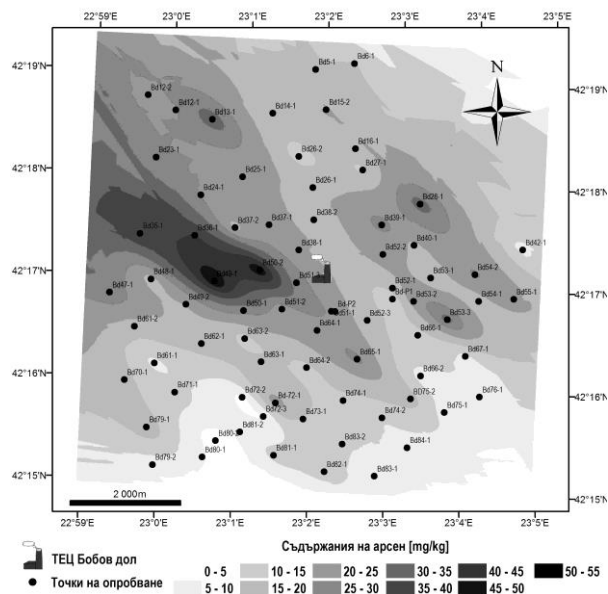
В таблица 2 са дадени четирите основни момента на разпределението на арсен, характеризиращи съответно средната стойност, променливостта и формата на разпределение. Стойностите на параметрите асиметрия и ексцес също са указание за слаба асиметрия в областта на високите съдържания.

Таблица 2. Статистически параметри описващи разпределението на As в изследваната площ

	Средно аритметично	Стандартно отклонение	Асиметрия	Ексцес
As	18,6	10,3	1,13	2,1

В по-голямата част от пробите концентрацията на арсена е между 5 и 25 mg/kg (фиг. 3; табл. 1) и е по-ниско от максимално допустимите стойности за съответните рН и тип почви, определени в българското законодателство (Наредба 3/1.08.2008 на МОСВ). В част от пробите, обаче, съдържанията на арсен надвишават тези стойности (фиг. 3; табл. 1). Най-отчетлива е тази аномалия на около 1-2 km западно от ТЕЦ Бобов дол, където концентрацията на разглеждания елемент надвишава над два пъти максимално допустимите стойности за обработваеми земи (фиг. 4). Повишени съдържания, макар и не с толкова голям интензитет, се наблюдават и източно от централата, докато най-ниските стойности се установяват югоизточно от нея (фиг. 4).

Причините за наличие на повишено съдържание на арсен в почвите обикновено са комплексни и са резултат от няколко фактора, влияещи заедно или по отделно. Съществуващите данни по отношение на геохимичния цикъл на арсена показват, че основните естествени източници на елемента в природата са арсен-съдържащи скали с железни, медни и медно-полиметални минерализации, като съществено влияние имат и вулкански изригвания, които могат да отделят значително количество арсен в атмосферата (Smith et al., 1998). По-голям е броят на антропогенните източници на арсен. Повишени концентрации на елемента обикновено се наблюдават в близост до минно-преработвателни предприятия, разработващи арсен-съдържащи рудни находища (Smith et al., 1998; Kabata-Pendias, Mukherjee, 2007).



Фиг. 4. Разпределение на съдържанията на арсен в хумусния почвен слой около ТЕЦ Бобов дол

Макар и не толкова съществен, принос в геохимичния цикъл на арсена оказват и топлоелектрически централи, чрез отделянето на фини пепелни частици с повишено съдържание на елемента в случаите когато изходните въглища също съдържат повишени концентрации на арсен (Smith et al., 1998; Yudovich, Ketris, 2005). Влиянието на тези частици, обаче, има предимно локален характер, тъй като както и при останалите източници на атмосферен арсен, с увеличаването на разстоянието от източника съдържанията намаляват чувствително поради смесването на въздушни слоеве с различна концентрация на елемента. Друг антропогенен източник на арсен в почвения слой са някои препарати за растителна защита, използвани в земеделието (Smith et al., 1998; Kabata-Pendias, Mukherjee, 2007). Тук, обаче, следва да се отбележи, че използването на такива препарати в световен мащаб силно намалява след края на седемдесетте години на двадесети век (Kabata-Pendias, Mukherjee, 2007). Фактор за замърсяването на почвите с арсен може да бъде и използването на води с повишени концентрации на елемента, какъвто е случаят със земеделските земи в района на язовир Тополница (Колчаков и др., 1994). В изследвания от нас район на ТЕЦ Бобов дол естествените източници на арсен едва ли имат съществен принос в разпределението на елемента в хумусния хоризонт. Основание за това твърдение дава факта, че до настоящия момент такива не са установени. В тази връзка следва да се приеме, че най-вероятно повишеното съдържание на арсен в част от пробите има антропогенен характер. Наповяването на земеделските земи също няма съществено значение в разпределението на изследвания елемент, от една страна поради това, че в съществуващите в района водоизточници липсва арсен (Здравков и др., непубл. данни) и от друга страна поради факта, че като цяло хидро-мелиоративни практики не се осъществяват, поради компрометиране на съществуващите напоителни съоръжения. Въпреки, че авторите не разполагат с конкретни данни по отношение използването на арсен-съдържащи препарати за растителна защита, може условно да се приеме, че същите вероятно също

нямат съществено значение, тъй като както отбелязва Динев (2012) след края на осемдесетте години на двадесети век в България, поради промяна в икономическата ситуация и реструктурирането на икономиката, значително намалява използването на такива препарати. Тези факти, както и липсата на други промишлени предприятия, недвусмислено показват ролята на ТЕЦ Бобов дол като основен източник на арсен в изследвания район. За съжаление, обаче, съществуващите данни не позволяват еднозначно да се определи дали наднормените стойности на елемента са резултат от кумулативното влияние на централата през годините на експлоатацията ѝ, или са резултат от единични изхвърляния на пепелни частици с урагани стойности на арсен, поради влошени характеристики на изходните възглиця по отношение на изследвания елемент. Ако промяната в киселинността на почвите в район на централата е резултат от привноса на по-алкални пепелни частици, то би следвало да се очаква, че в участъците с по-високо рН ще се наблюдават и повишени стойности на арсен. Разпределението на елемента (фиг. 4), обаче, се различава значително от това на стойностите на рН (фиг. 2), което може да се приеме, като указание за вероятното по-съществено влияние на единичните урагани изхвърляния на арсен, площното разпределение, на който впоследствие е обвързано с конкретните метеорологични условия в този момент.

От друга страна, земеделските практики в района неизбежно влияят върху съдържанието на изследвания елемент, поради това, че става смесване на почвени хоризонти с различни концентрации на елемента. Това може да доведе до получаване на занижени резултати в някои райони и съответно да повлияе върху интерпретацията на разпределението му в района. В тази връзка, като насока за бъдещо допълнително изследване на концентрациите на арсен, може да се набележи изучаването на ненарушени почвени проби, което ще помогне да се установи конкретното влияние на възглицната пепел, както и разпределението на елемента по почвения профил.

Форма на присъствие на арсен в хумусния почвен слой

Арсеновите съединения обикновено изграждат тънък филм върху повърхността на тези субмикронни частици.

Попадайки в почвите елементът се освобождава сравнително бързо, като впоследствие могат да се формират разнообразни неорганични и органични съединения. Образоването им е в пряка зависимост от физико-химичните свойства на почвата, които контролират сорбционните/десорбционните процеси (Smith et al., 1998). Съществено значение върху формата на присъствие на арсена има окислително-редукционния потенциал на средата. В окислителна среда обикновено се образуват арсенатни съединения (As^{5+}), докато редукционните условия предопределят формирането на по-силно токсични арсенични съединения (As^{3+}) (Smith et al., 1998; Kabata-Pendias, Mukherjee, 2007). Съставът на почвата също оказва значение върху присъствието на изследвания елемент. Така например при наличието на глинести минерали или окисни и хидроокисни съединения на Fe и Mn арсенът се сорбира от тях, като по този начин се намалява неговата мобилност (Smith et al., 1998). От друга страна, в кисела среда част от тези съединения могат да се разрушат, при което елементът отново се освобождава (Kabata-Pendias, Mukherjee, 2007) и може да причини тежки токсикологични проблеми върху цялата хранителна верига. В допълнение, част от микроорганизмите, съществуващи в почвата имат способността да преработват арсеновите съединения, като образуват арсен-съдържащи органични вещества (Smith et al., 1998).

От казаното до тук става ясна важноста от определяне на привързаността на арсена към минералите или органичното вещество в почвите. В настоящото изследване това е направено чрез данни за корелационните зависимости между съдържанията на арсен и главните окиси в хумусния почвен слой. Макар и индиректен, този подход дава възможност за бързо и лесно определяне на привързаността на изследвания елемент към органичното/минералното вещество на почвите, въз основа на което може да се направят обосновани предположения за формата на присъствие на елемента.

Корелационните зависимости между изследваните елементи са показани в таблица 3. Видно е, че коефициентите на корелация на арсена с компонентите, изграждащи глинестите минерали (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , TiO_2) са доста високи (табл. 3), което показва, че една голяма част от арсена е свързан именно с тези минерали.

Таблица 3. Корелационна матрица на съдържанията на органичен въглерод (C_{org}), арсен и главните окиси, изграждащи хумусния почвен слой в района на ТЕЦ Бобов дол

	C_{org}	As	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	K_2O	Na_2O	TiO_2	P_2O_5	CaO	MgO	MnO	SO_3
C_{org}	1,00												
As	0,29	1,00											
SiO_2	0,29	0,02	1,00										
Al_2O_3	0,38	0,56	0,62	1,00									
Fe_2O_3	0,41	0,49	0,23	0,76	1,00								
K_2O	0,35	0,26	0,57	0,62	0,27	1,00							
Na_2O	-0,18	-0,32	0,36	-0,09	-0,47	0,31	1,00						
TiO_2	0,37	0,27	0,61	0,67	0,62	0,28	0,03	1,00					
P_2O_5	-0,10	0,50	-0,20	0,20	0,26	0,09	0,20	0,11	1,00				
CaO	-0,39	-0,18	-0,96	-0,72	-0,37	-0,62	-0,22	-0,62	0,17	1,00			
MgO	-0,25	-0,18	-0,95	-0,66	-0,26	-0,52	-0,32	-0,61	0,08	0,95	1,00		
MnO	0,43	0,00	0,28	0,38	0,59	0,07	-0,21	0,79	-0,03	-0,33	-0,26	1,00	
SO_3	-0,47	-0,13	0,05	-0,31	-0,32	-0,15	0,33	0,06	0,08	0,05	-0,08	-0,07	1,00

Изненадваща е липсата на корелация ($r = 0,02$) на арсена със съдържанието на SiO_2 , който също е един от основните окиси, изграждащи глинестите минерали. Този резултат вероятно се дължи на различното количество свободен кварц в изследваните проби. От друга страна, възможно е в част от тях да има и наличие на свободни хидроокисни съединения на алуминия, получени в резултат на интензивно излужване на глинестите минерали и разрушаването на тяхната алумо-силикатна матрица, които да са сорбирали арсена. Същото може да се каже и по отношение на корелацията с Fe_2O_3 , която също е с доста висока стойност ($r = 0,49$). Свободни желязо-окисни и хидроокисни съединения без съмнение присъстват в част от пробите, индикация за което е наличието на места на ръждиво-кафяво оцветяване на почвите. Макар и доста по-ниска, положителна е корелацията на арсена и с органичното вещество ($r = 0,29$; табл. 3). Този факт навежда на мисълта, че наистина е възможно една част от арсена в почвите да е внесен чрез различни органични препарати за растителна защита. Както вече беше отбелязано, обаче, дейността на микроорганизмите в почвите също може да доведе до формиране на органични арсенови съединения и съответно до положителна корелация между двата параметъра. За съжаление, от съществуващите данни това не може да се установи със сигурност. Каквато и да е причината за наличие на такава връзка между съдържанията на арсен и органичен въглерод, следва да се отбележи, че по-голямата част от изследвания елемент е привързана предимно към глинестите минерали и/или желязните окиси и хидроокиси.

Интерес представлява и доста силната връзка на арсена с фосфора ($r = 0,5$; табл. 3). В почвите двата елемента са с доста сходни характеристики, на което именно се дължи и повишената фито-токсичност на арсена – той замества биофилния фосфор в растенията и по този начин води до нарушаване на някои основни функции в тях (Smith et al., 1998). От друга страна, известно е, че при по-голямо количество, фосфатните йони могат лесно да изместят арсена от глинестите минерали, който впоследствие най-често преминава надолу по почвения профил, поради повишената му мобилност (Smith et al., 1998). В такъв случай би следвало да се очаква наличие на отрицателна корелационна зависимост между As и P. В тази връзка, следва да се отбележи, че положителната корелация между двата елемента в изследваните почви е доста изненадваща. Възможно е тя да се дължи на обработка на почвите с фосфатни торове, съдържащи арсен.

Заклучение

Настоящото изследване е фокусирано върху изследването на някои почвени характеристики (pH, общ химичен състав, съдържание на органичен въглерод и арсен) в почвите от района на ТЕЦ Бобов дол, във връзка с определяне на влиянието на централата върху екологичната обстановка в района. Установено е, че почвите са предимно тежко пясъчливо глинести, кисели до слабо алкални, излужени на места. Киселинността на почвите се променя в доста широки граници, като е по-ниска южно от ТЕЦ-а. Вероятната причина за това е привнасянето в почвите на по-алкални пепелни частици, което съответно повишава и стойностите на pH.

Разпределението на стойностите на този параметър в района съвпада с посоката на преобладаващите ветрове и показва непосредственото влияние на централата върху почвите в района ѝ. Съдържанията на органичен въглерод са сходни с установените в ранни изследвания за района стойности. Най-високи са те в една ивица с ширина около 1,5-2 km с посока приблизително С-Ю, както и около двата утайника, намиращи се на територията на ТЕЦ Бобов дол. Разпределението на концентрациите на арсен в хумусния хоризонт се различава съществено от това на pH и C_{org} . Най-високите стойности са установени западно от централата, където в отделни проби съдържанията на изследвания елемент надвишават два пъти максимално допустимите стойности за обработваеми земеделски земи. Различията в пространственото разпределение на изследваните параметри показва, че по всяка вероятност повишените съдържания на арсен в тези проби се дължат на единични изхвърляния на арсен-съдържащи фини пепелни частици при влошени качества на изходните въглища по отношение на концентрацията на арсен. Корелационните зависимости на елемента с органичния въглерод и главните окиси свидетелстват, че арсенът е предимно привързан към глинестите минерали и свободни желязни окиси и хидроокиси, и по-малко към органичното вещество.

Благодарности. Авторите биха искали да изкажат своите най-искрени благодарности на Фонд "Научни изследвания" към МОМН, който финансира настоящото изследване по проект ДМУ 03/34.

Литература

- Благоев, Х., С. Михайлов. 1978. *Почвена характеристика на земите на СОНС Баланово, окр. Кюстендилски*. Архив на ИПАЗР "Н. Пушкиров", С., 46 с.
- Динев Н. 2012. *Екологичен мониторинг и ремедиационни стратегии при замърсени с тежки метали почви*. Дисертация за присъждане на научната степен "доктор на науките", ИПАЗР "Н. Пушкиров", 332 с.
- Колчаков, И., А. Станчев, А. Брашнарова, Л. Станиславова, 1994. Изследване върху замърсяването с арсен и мед на почви и растителна продукция в Пазаджишкото поле чрез поливни води от яз. Тополонца. – *Почвознание, агохимия и екология*, 4-6, 88-90.
- Кортенски, Й., А. Здравков. 2004. Разпространение на пепелообразуващи елементи и елементи-примеси в лигнитите от Блоббрежкия басейн, България. – *Спис. БГД*, 64, 1-3, 59-68.
- Кортенски, Й. 2011. *Елементи-примеси и пепелообразуващи елементи в български въглища*. Изд. МГУ, 248 с.
- Наредба №3 от 1 август 2008 г. за нормите за допустимо съдържание на вредни вещества в почвите. – ДВ, бр. 71, 12.08.2008.
- Тюрин, И. В. 1965. *Органическое вещество почв. Его роль плодородий*. М., Наука, 319 с.
- Шумкова, А. 2006. *Високоградиентна магнитна сепарация на пепели от ТЕЦ*. Дисертация, С., ХТМУ, 231 с.
- Юдович, Я. Е., М. П. Кетрис. 2005. *Токсичные элементы-примеси в ископаемых углях*. Екатеринбург, 655 с.

- Donchev, I., A. Lenchev, J. Ninov, L. Gigova. 2001. Study of some mineral and technological properties of fly-ashes from thermoelectric power stations Republika and Bobovdol, Bulgaria. – *Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci.*, 54, 11, 75-80.
- EIA. <http://www.eia.doe.gov/pub/international/iealf/table14.xls>
- Helble, J. 1994. Trace element behavior during coal combustion: results of a laboratory study. – *Fuel Processing Technology*, 39, 159-172.
- Helble, J. J., A. F. Sarofim. 1993. Trace element behavior during coal combustion. – *Preprints of Papers, Amer. Chem. Soc. Div. Fuel Chemistry*, 38, 257.
- Huang, Y., B. Jin, Z. Zhong, R. Xiao, Z. Tang, H. Ren. 2004. Occurrence and volatility of several trace elements in pulverized coal boiler. – *J. Environmental Sciences (China)*, 16, 242-246.
- Kabata-Pendias, A., A. B. Mukherjee. 2007. *Trace Elements from Soil to Human*. Springer, 550 p.
- Meij, R., 1994. Trace element behavior in coal-fired power plants. – *Fuel Processing Technology*, 39, 199-217.
- Ratafia-Brown, J. 1994. Overview of trace element partitioning in flames and furnaces of utility coal-fired boilers. – *Fuel Processing Technology*, 39, 139-157.
- Smith, E., R. Naidu, A. M. Alston. 1998. Arsenic in the soil environment: a review. – *Advances in Agronomy*, 64, 149-195.
- Sparks, D. 2003. *Environmental Soil Chemistry*. Academic Press, USA.
- Vassilev, S. V., C. G. Vassileva. 1997. Geochemistry of coals, coal ashes and combustion wastes from coal-fired power stations. – *Fuel Processing Technology*, 51, 19-45.
- Xu, M., R. Yan, C. Zheng, Y. Qiao, J. Han, C. Sheng. 2003. Status of trace element emission in a coal combustion process: a review. – *Fuel Processing Technology*, 85, 215-237.
- Yudovich, Y. E., M. P. Ketris. 2005. Arsenic in coal: a review. – *Intern. J. Coal Geology*, 61, 141-196.

ДИСТАНЦИОННО КАРТИРАНЕ НА КАРБОНАТНИ ОБРАЗОВАНИЯ В ТРАКИЙСКАТА НИЗИНА

Георги Начев, Калин Русков

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; nachev_georgi@mail.bg

РЕЗЮМЕ. В текста се описва практическото приложение на два дистанционни метода за картиране на геоложки образувания – скали и почви. Обекта на изследване са калкрети и карбонатни почви от Тунджанската структурно понижение на Източно-тракийската низина. Първият дистанционен метод е базиран на оценката на топографски, геоложки, геоморфоложки и ландшафтни белези, видими на сателитни снимки от базата Google, както и на орторектифицирани снимки от GIS базата на МРРБ. Вторият метод се основава на автоматична класификация на ленти от електромагнитния спектър, отразяващи насищането на почвите и скалите с различни минерали. За класифицирането са използвани спектрални бази от данни, събрани чрез инструмента ASTER с резолюция от 15 до 90 m. В хода на анализа е приложено наслагване на слоеве от информация и изключване на разкритията от кристалинната скална подложка на района, сред които преобладават мрамори с предполагаема или доказана триаска възраст. Резултатите са представени във вид на картографски продукти, показващи площното разпространение на карбонатните почви, развити върху неогенска и кватернерна подложка.

MAPPING BY REMOTE SENSING OF CARBONATE FORMATIONS IN THE THRACIAN PLANE

Georgy Nachev, Kalin Ruskov

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; nachev_georgi@mail.bg

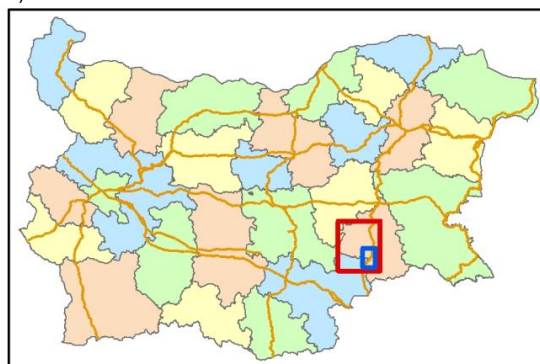
ABSTRACT. The practical application of two methods for remote sensing of carbonate geological formations – soils and rocks, is described in the text. The study subject is the carbonate soil and calcrete from the Tundja depression of the East-Tracian plane. The first method is based on the assessment of topographic geologic, geomorphologic and landscape features, visible on satellite images from the Google's base as well as on orthogonal images from the database of the Ministry of the regional development. The second method relies on automatic classification of electromagnetic bands, reflecting the saturation of the soils and rocks with various minerals. For the classification, data from the ASTER database are used with resolution 15 to 90 m. In the course of the analysis, overlaying of different information layers is performed for exclusion of rock exposures that contain marbles of proven or suspected Triassic age. The results of the study are shown on cartographic products exposing the areal distribution of the calcrete soils, developed on top of neogen and quaternary basement.

Увод

Дистанционните изследвания чрез сателитни изображения с висока и много висока разделителна способност намират все по-широко приложение в областта на геоложките науки. Основното им предназначение е за литолошко картиране, проучване на находища на полезни изкопаеми, локализиране и оценка на интензитета на хидротермални промени, структурен геоложки анализ, картиране и анализ на почви, установяване на техногенни замърсявания, мониторинг на различни геоложки рискови процеси и др.

В географско отношение изследваният район включва части от областите Ямбол, Сливен и Хасково, като крайните точки се описват от гр. Ямбол на север, с. Мрамор на юг, с. Стройно на изток и с. Орлов дол на запад (фиг. 1). Предмет на настоящото изследване е разпространенията на така наречената „бяла пръст“ която се среща сред земеделските земи в района. Бялата пръст представлява светлооцветена почва наситена с карбонатни минерали – калцит и доломит. Тази почва се среща в различни тектурни и менераложки разновидности (Димитров и др.

2010; Колева-Рекалова и др. 2010) като на много места в региона тя е уплътнена и със значителна дебелина. Дебелите и консолидирани карбонатни материали у нас са отнесени към формацията на калкретите (Dimitrov et. al., 2009).



Местоположение на примерния район Местоположение на изследвания район

Фиг. 1. Географско местоположение на изследвания район в мащаб 1:7 000 000

Тъй като карбонатната минерализация е развита в земеделските земи и влияе върху тяхното плодородие то картирането на карбонатите е от съществено практическо значение. Основната цел на изследването е оптимизирането на методиката на дистанционно картиране на карбонатни почви и калкрети.

Приложено е картиране чрез описване на геоморфоложки, ландшафтни и др. особености, установени във видимата част на спектъра върху ортофотообрази. Установена е общата площ засегната от карбонатна минерализация. На следващ етап от работата с помощта на спектрален анализ върху сателитни бази данни ASTER са изведени предполагаемите площи с най-високо карбонатно съдържание. Установените от дистанционното картиране площи да се проверят на терена с цел потвърждаване на наблюденията. Сравняването на двата метода – във видимия спектър и чрез софтуерно класифициране на данни от ASTER, позволява оптимизиране на процедурите и проверка на резултатите на картировъчния процес.

Визуално картиране

Визуалният метод се базира на анализ на ортофото снимки с помощта на софтуер за географски информационни системи (ГИС).

Използваните снимки представляват ортогонални изображения на земната повърхност, предоставени в сайта на МРРБ. Тяхната резолюция е достатъчна за целта на изследването. В оригинал ортофото картата е по проект на Министерството на Земеделието за "изготвяне на цифрова цветна ортофото карта за територията на Република България". Аерофото изображенията са заснети през 2006-2007 г. и имат надлъжно застъпване 60%, напречно застъпване 30%, при среден мащаб на снимките 1: 25 000. Размерът на пиксела на крайния продукт е 0.5 м (размер на отделните изображения 4x4 km).

Първата част от анализа включва обработка на сателитните снимки и подобряване на техният контраст с цел локализиране и засилване на изображението на карбонатните площи с помощта на PhotoShop и допълнението му за работа с географски привързани изображения Geographiclmager. Втората част от изследването се състои от вграждане на вече обработените изображения в ГИС приложението ArcGIS и картиране на засегнатите площи.

Чрез гореописания подход е обработен целият изследван терен и площите с карбонатна минерализация са очертани. Пример за разкритие на такава карбонатна минерализация е показан на изображението от фигура 2.

За да се избегнат грешки, породени от неправилно разпознаване на калкрет или объркването му с разкрития на кристалинни карбонатни скали (мрамори) е необходимо налагане на геореферирана геоложка карта. Друг начин за изключване на този тип грешки е чрез теренно заснемане на площите на почвените карбонатни образувания и на скалните разкрития от кристалинния фундамент.



Фиг. 2. Част от сателитна снимка от района на Елхово с ясно изразено "бяло петно", бележещо наличие на калкрет в почвата

Тъй като почвите и почвените образувания нямат ясно изразени граници, тяхното установяване и картиране зависи от косвени белези и до някаква степен е условно без значение дали картирането става на терена или с помощта на дистанционните методи.

В резултат на визуалното разпознаване и картиране е изготвена карта на разпространението на калкретите и карбонатните в район, включващ землищата на Елхово, Изгрев, Княжево, Трънково, Чернозем, Гранитово, Кирилово и Пчела (фиг. 3).

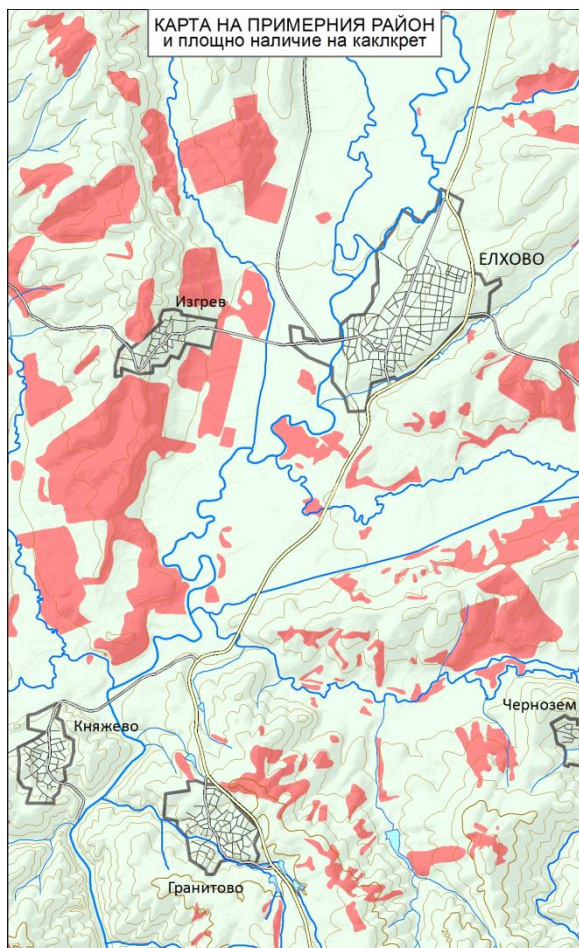
На базата на тази карта (фиг. 3) може да се изготви статистически анализ за площното разпространение на засегнатите от карбонатна минерализация почви.

Основата на картата се състои от цифров модел на релефа, създаден на базата на топографска карта (ЕТК) в мащаб 1:5000. Той е представен във вид на изолинии (хоризонтали) и светлосенки подчертаващи терена. Добавена е хидрографска мрежа от реки и езера, цифровизирани от ортофото изображенията и съпоставени с релефните форми. От същите снимки е изведена ситуацията на района, съдържаща контури на населените места и пътна мрежа. Освен за основа на картата, тези данни спомагат за пространствената навигация из района и придобиване на представа за възможният достъп и геоморфоложки характеристики в близост до разкритията на карбонатните почви.

Мултиспектрален анализ

Общи сведения за ASTER

Вторият метод за дистанционно картиране е чрез мултиспектрални сателитни изображения и в частност тези получени от ASTER. С негова помощ може да се получи количествена представа за интензивността на карбонатната минерализация в почвите. През последните няколко години използването на тези данни се е увеличило многократно, поради тяхната сравнително ниска цена, широко покритие и уникална чувствителност по отношение на минералите свързани с хидротермална промяна.



ЛЕГЕНДА

- Разкрития на карбонатни образувания в почвената покривка
- Основни и главни контури на релфа
- Автомобилни пътища
- Контур на населено място
- Водни площи
- Речна мрежа

Фиг. 3. Карта и легенда към нея на част от изследвания район в мащаб 1:80 000. В нея са включени топографска основа, ситуация и наличие на калкретизирани почви, определени при визуалният оглед

ASTER представлява изследователски инструмент, изстрелян на НАСА сателита Тера през декември 1999. Представлява сензорна система с уникална комбинация от широк спектър на покритие и висока пространствена резолюция. ASTER апаратурата има три спектрални канали във видимия близко инфрачервен (VNIR), шест канала в късовълновия инфрачервен (SWIR), и пет канала в термалния инфрачервен (TIR) региони. ASTER също така притежава насочен назад VNIR обектив, така че стереоскопските изображения притежават 15 m резолюция. Инструментът е бил построен да обслужва различни

сфери на науката като например, изследване динамиката на растителността и екосистемите, мониторинг на рискови райони, изследване на почвите, геологията, хидрогеологията, климатологията (Gozzard, 2006). Псевдо оцветените композитни изображения и отношенията между каналите на ASTER са много полезни за геоложко и почвено картиране, особено за разпознаването на скали и видове хидротермални изменения (Yamaguchi and Naito, 2003).

Обработка на данните

Обработени са данните от една ASTER Level 1B сцена, от която са получени композитни изображения за изследвания район. Направено е пространствено привързване и орторектификация на изображенията.

Използвано е засилване на спектралните различия между каналите на ASTER, с цел да се съставят прости отношения по между им. Тези отношения позволяват засилване на спектралния контраст. Различните повърхности имат различни отражателни и сорбционни особености при различни дължини на вълните. Също така повърхностите имат абсорбционни характеристики при определени дължини на вълните (фиг. 4). Абсорбционната диференциация се установява чрез отношенията между каналите (Hartemink, 2006).

Каналите в късовълновия регион SWIR (с 30 m пространствена резолюция) са полезни за анализ на почви и литоложко картиране, както и за характеризирание на карбонатни минерали (Yamaguchi, Naito, 2003). В настоящето изследване за разграничаване на карбонатните минерали е използвано отношението между (7+9)/8 канали от SWIR региона (Gozzard, 2006).

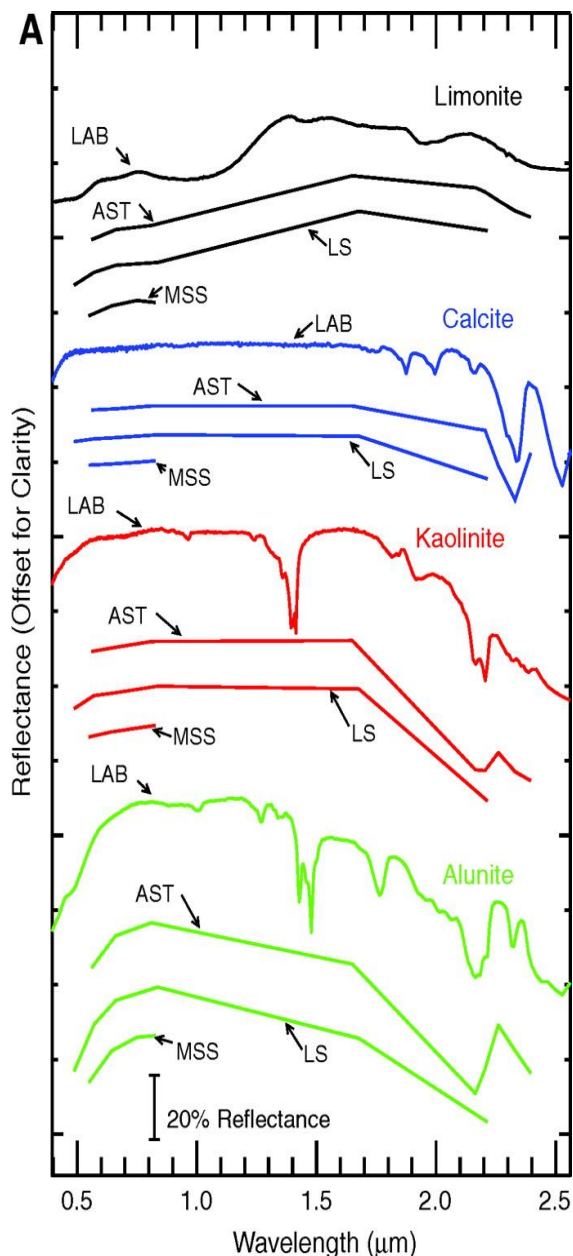
Направено е пространствено привързване и орторектификация на изображенията, като е работено в UTM Северна зона 35, WGS-1984.

Предварителната подготовка на изображенията включва обединяване на спектралните канали и геореферирание (ASTER Reference Guide Version 1.0. 2003).

Маскиране на обекти

Високостеблената растителност, водните обекти и облаците скриват земната покривка, поради което за покритите площи получената спектрална информация може да доведе до известни грешки. За да се избегнат грешките, скритите райони е необходимо да се изключат от анализа. За тази цел са извършени софтуерни операции за "маскиране" на тези обекти. Изключването на споменатите площи е необходимо и с цел да се съкрати времето за обработка, както и за да се фокусира върху изследвания район.

За маскиране на водните участъци, най-добри резултати се получават в трети канал на близкия инфрачервен регион (NIR), а за маскиране на растителността е използвано отношението между 2-и и 3-и канал на близкия инфрачервен регион. За разграничаване на водните обекти е използвана хистограмата на трети NIR канал, като е определена граничната и стойност (Gozzard, 2006). На (фиг. 5) е показана приложената обобщена маска за водните площи и растителността в изследваната площ.



Фиг. 4. Пример за отражателната абсорбционна характеристика при лимонит, калцит, каолинит и алунит при мултиспектрални изображения от ASTER, Landsat Thematic Mapper (Mars, Rowan, 2006)

Класификация на спектрите

С помощта на вече получената маска на изображението и съотношение между (7+9)/8 канали (Gozzard, 2006) на сателитната снимка ASTER можем да направим класификация на спектралното отражение за търсените от нас високи карбонатни стойности в почвата на изследвания район (фиг. 5).

Резултатът от спектралната класификация е наложен върху вече готовата топографска карта на примерния район. Чрез нейна помощ получаваме информация за площите с най-високо съдържание на карбонати измерени с помощта на софтуерния пакет за спектрални анализи ENVI.



Фиг. 5. Сателитно изображение на примерния район с наложена маска за изключване на районите с високостеблена растителност, облаци и водни обекти. Площите с липсваща информация са именно изключените от маскирането обекти.

Изводи

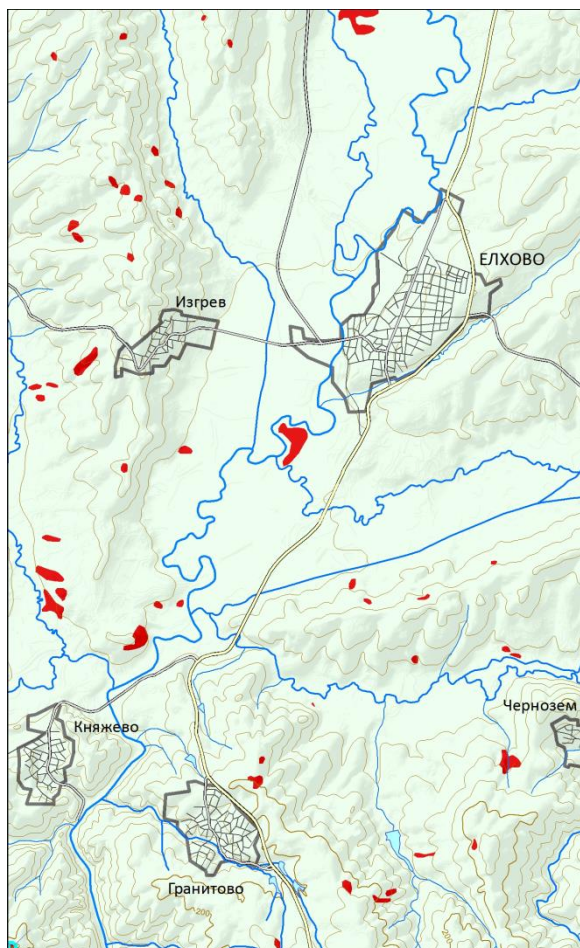
Резултат от статистическия анализ за площно разпространение на карбонатните почви и калкнетите от примерния район показва, че от 140,851 km², засегнатите земи са 23,747 km².

В проценти стигаме до извода, че засегнатите обработваеми почви са 16.860%.

Спектралният анализ на почвата с помощта на сателитни изображения ASTER позволява да се извлекат предполагаемите площи с най-висока алкалност за района. Разбира се тези резултати трябва да бъдат последвани от теренни изследвания с цел да бъдат измерени геохимичните параметри на установените обекти с цел интерполация на резултатите и калибриране на дистанционните данни.

За цялата изследваната територия от тракийската низина може да се каже, че процента на висококарбонатните почви е близък до тази на примерния район (15,420%). Очевидно засегнатите от карбонатна минерализация площи са много големи. Различните селскостопански култури понасят различно алкалните

условия свързани с карбонатните минерали. На пример, пшеницата вирее при по-ниска алкалност, докато слънчогледа и рапицата имат широк диапазон на толерантност към алкалността. Картите на карбонатната минерализация позволяват установяване на площи с различни геохимични свойства на средата, което може да се използва при планирането на сеитбооборота и избора на култури. Визуалният и спектралният дистанционни методи са високопроизводителни и могат да бъдат използвани за детайлно картиране на земеделските земи от района като в анализа се включат и други оценявани параметри напр. железистост, оводненост и т.н.



ЛЕГЕНДА

- Разкрития на карбонатни образувания в почвената покривка
- Основни и главни контури на релфа
- Автомобилни пътища
- Контур на населено място
- Водни площи
- Речна мрежа

Фиг. 5. Топографска карта на примерния район, с наложени данни за площите с най-високо съдържание на карбонати. Класификацията е извършена между (7+9)/8 канали след прилагане на спектрална маска, изключваща районите с високостеблена растителна покривка, водни обекти и облаци.

Благодарности. Изследванията са финансирани от проект Д002 89/13.12.2008 г. към фонд "Научни изследвания".

Литература

- Димитров, И., Съчков, Д., Вълчев, Б., Василева, К. 2010. Геохимична характеристика на калкретизираните площи от Тунджанското понижение, Югоизточна България.– *Сп. Бълг. геол. д-во*, 71, 1-3, 25-40.
- Колева-Рекалова, Е., Димитров, И., Е. Анастасова, Е. 2010. Седиментоложка характеристика на калкрети от ЮИ България.– *Год. МГУ*, 53, Св. I – геол. и геофиз., 80-85.
- Alfred E. Hartemink Alex McBratney Maria de Lourdes Mendonca-Santos, 2006, Wageningen, Digital Soil Mapping with Limited Data, 445 p
- ASTERReference Guide Version 1.0.2003. Earth Remote Sensing Data Analysis Center
- Dimitrov, I., Panayotova, M., Sachkov, D. 2009. Calcrete in southeast Bulgaria – a study in progress. – In: Proceedings of 9th Int. Multidisciplinary Sci. Conf., SGEM 2009, 457-465.
- Gozzard, J. R., 2006, IMAGE PROCESSING OF ASTERMULTISPECTRAL DATA
- Mars, J. C., Rowan, L. C. Geosphere 2006; 2:161-186
- Yamaguchi, Y., Naito, C., 2003. Spectral indices for lithologic discrimination and mapping by using the ASTER SWIR bands. INT. J. REMOTE SENSING, vol. 24, 4311 – 4323.

ИЗПОЛЗВАНЕ НА ДИСТАНЦИОННИ МЕТОДИ ЗА КЛАСИФИКАЦИЯ НА ЗЕМНОТО ПОКРИТИЕ В РАЙОНА НА ТЕЦ БОБОВ ДОЛ

**Калин Русков¹, Александър Здравков¹, Ивона Никова², Бисер Христов², Димитър Петров¹,
Димитър Бакърджиев¹**

¹Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; rouskov@mgu.bg

²Институт по почвознание, агротехнологии и защита на растенията "Никола Пушкаргов"

Резюме. В статията са разгледани дистанционните изследвания направени по сателитни изображения в района на топлоелектрическата централа Бобов дол. Изследвани са спектралните отражателни характеристики на различни скали и минерали, като са използвани мултиспектрални сателитни изображения. За класификацията на земната повърхност е използвана една сателитна сцена, получена от инструмента ASTER (Високотехнологичен Космически Термиемисионен и Отразяващ Радиометър), който представлява сензорна система с уникална комбинация от широк спектър на покритие и средно висока пространствена резолюция. ASTER апаратурата има три спектрални канали във видимия близо инфрачервен регион (VNIR), шест канала в късовълновия инфрачервен регион (SWIR) и пет канала в термалния инфрачервен регион (TIR). За характеризирание особеностите на релефа е използван цифров модел на релефа (ЦМР), създаден при мисията на космическата совалка през февруари 2000 г., известен като SRTM (радарна топографска совалкова мисия). Картирано е пространственото разпространение на железни окиси, глинести минерали, както и на минерали свързани с процесите на хидротермална промяна.

APPLICATION OF REMOTE SENSING TECHNIQUES FOR THE STUDY OF GROUND SURFACE IN THE AREA OF THE THERMAL POWER PLANT BOBOV DOL

Kalin Ruskov¹, Alexander Zdravkov¹, Ivona Nikova², Biser Hristov², Dimitar Petrov¹, Dimitar Bakardjiev¹

¹University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; rouskov@mgu.bg

²Institute of Soil Science, Agrotechnology and Plant Protection "Nikola Poushkarov"

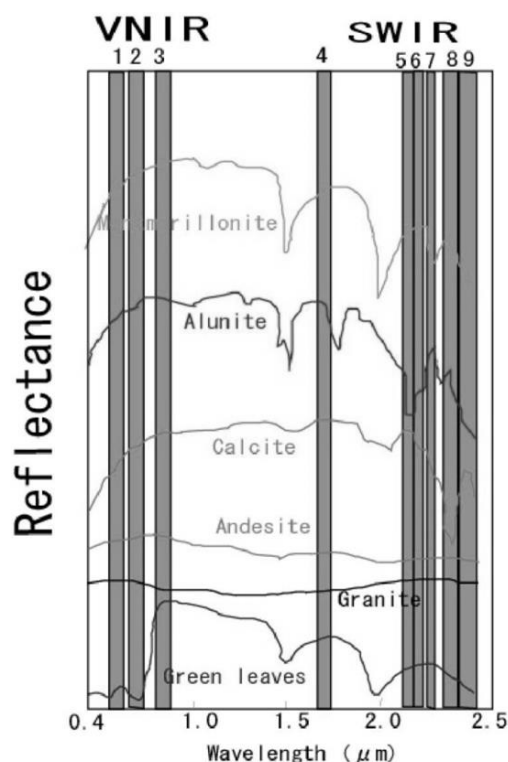
Abstract. The article dealt with remote sensing satellite images made in the area of the thermal power plant Bobov Dol. The spectral reflectance characteristics of different rocks and minerals were studied using multispectral satellite images. For the classification of ground surface is used a satellite scene, obtained from ASTER (The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflectance Radiometer) instrument which is sensor systems with a unique combination of wide spectral coverage and high spatial resolution. The ASTER instrument has three spectral bands in the visible and near-infrared (VNIR), six bands in the short-wave-infrared (SWIR), and five bands in the thermal infrared (TIR) regions respectively. To characterize the landscape features was used Digital Elevation Model (DEM) created with the mission of space shuttle in February 2000 and known as the SRTM (Shuttle Radar Topography Mission). There have been maps of the spatial distribution of iron oxides, clay minerals and minerals related to hydrothermal processes of change.

Увод

Широко известен факт е, че топлоелектрическите централи на твърди горива са един от причинителите на замърсяване с тежки метали във водите и почвите. Настоящата работа си поставя като цел анализ на земното покритие по сателитни изображения в района на топлоелектрическата централа Бобов дол. През последните няколко години дистанционните изследвания и използването на сателитни изображения със средна и висока разделителна способност намират все по-широко приложение в областта на науките за земята. Анализът на мултиспектрални сателитни снимки, в частност тези от инструмента ASTER, има потенциала да осигури детайлна информация за минералогията, химията и морфологията на земната повърхност. Тази информация може да бъде използвана при идентификацията и картирането на

минералния състав на земната повърхност, като се използват добре известни спектроскопски принципи. Направените изследвания се базират на факта, че спектралните отражателни характеристики на различните скали и минерали се различават (фиг. 1). Съчетаването на спектралните им особености със спектралните обхвати на ASTER (Високотехнологичен Космически Термиемисионен и Отразяващ Радиометър) е един от начините за отличаването на минералите или скалите в определен район съобразно абсорбционните им и отражателни свойства. За осъществяване на поставената цел са съставени прости отношения между отделните канали на мултиспектралните изображения ASTER и е направен статистически анализ за разпределението на отделените минерали и скали.

Спектралната идентификация на различни минерали и скали е едно от най-разпространените приложения на дистанционните изследвания. През последните няколко години използването на ASTER данните се увеличи многократно поради тяхната сравнително ниска цена, широко покритие и уникална чувствителност по отношение на минералите свързани с хидротермални промени. Псевдо оцветените (false-color) композитни изображения и отношенията между каналите (band-ratio images) на ASTER са много полезни за геолошко картиране, особено за разпознаването на видовете скали и хидротермални изменения (Crowley et al., 1989; Yamaguchi et al., 1998; 2001; 2003; Crosta et al., 2003). Особено важни в областта на геологията са каналите на ASTER в късовълновия (SWIR) и термалния (TIR) инфрачервени диапазони, в които могат да бъдат картирани широк ранг от минерали. В SWIR диапазона (фиг. 1) има възможност да бъдат отделени минералите: алунит, пиропилит, каолинит, илит-мусковит-серицит, MgOH-карбонатни минерали, докато в TIR региона могат да се отделят кварц, фелдшпат, карбонати, амфибол и глини. Разграничаването на тези минерали налага да бъдат изпълнени процеси за премахване на атмосферните и температурните ефекти от данните (Hewson et al., 2003).

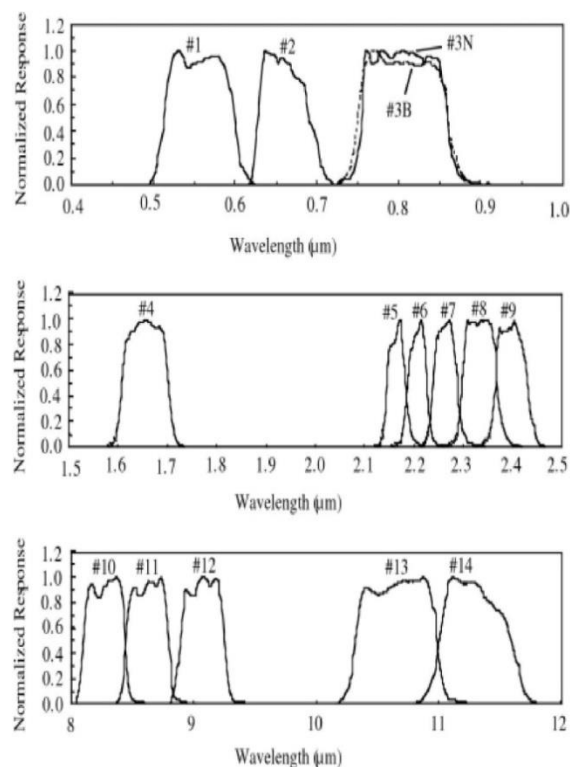


Фиг. 1. Спектрален обхват на ASTER каналите (ASTER, 2003) в инфрачервения регион (1 до 3), късовълновия инфрачервен регион (4 до 9) и спектрални криви на някои минерали, скали и растителността

Данни и методи

За класификацията на земната повърхност е използвана една сателитна сцена, получена от инструмента ASTER. Последният е изследователски уред, изстрелян от НАСА със сателита Тера през декември 1999 г. и представлява сензорна система с уникална комбинация от широк спектър на покритие и средно висока простран-

ствена резолюция. ASTER апаратурата има три спектрални канали във видимия близо инфрачервен регион (VNIR) с разделителна способност 15 m, шест канала в късовълновия инфрачервен регион (SWIR) с разделителна способност 30 m и пет канала в термалния инфрачервен регион (TIR) имащи 90 m разделителна способност (фиг. 2).

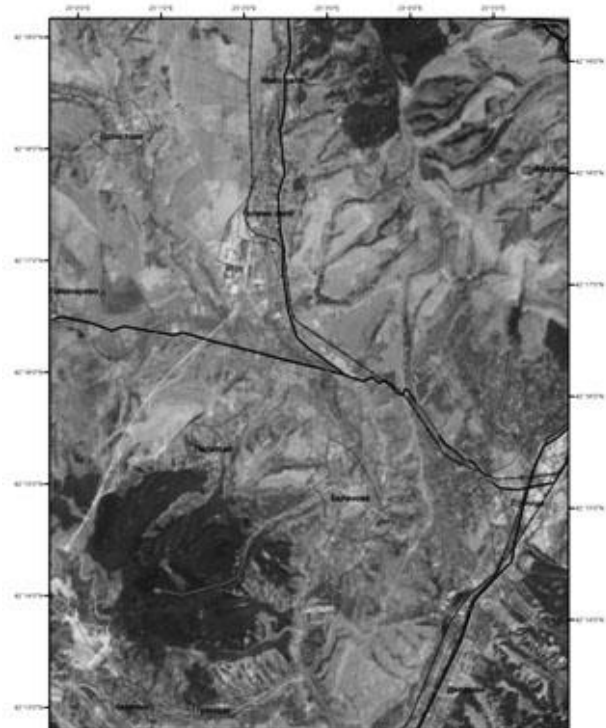


Фиг. 2. Спектрален обхват на ASTER каналите (ASTER, 2003) в инфрачервения регион (1 до 3), късовълновия инфрачервен регион (4 до 9) и термалния инфрачервен регион (10 до 14)

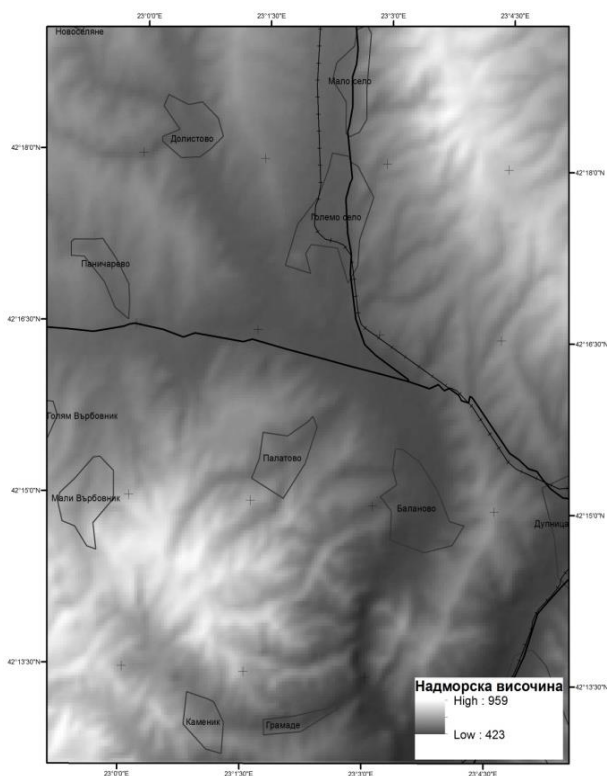
Използвана е ASTER Level 1B сцена, характеризираща се с това, че има приложени радиометрични и геометрични корекции (фиг. 3). Изображението е геореферирено в проекция UTM Северна зона 35, WGS-1984. Преди да се пристъпи към крайната класификация на земното покритие, от изображението са изключени всички области които не представляват интерес.

За характеризиране особеностите на релефа е използван цифров модел на релефа (ЦМР). При него надморската височина се представя визуално като яркост, чиято пропорция съответства на измерените височини (фиг. 4). Този вид цифрови карти покриват цялата разглеждана площ, вместо да я разделят на ивици, отговарящи на разстоянието между изолиниите както е при традиционните топографски карти. Цялата информация за топографията на терена е визуализирана, в зависимост от пространствената разделителна способност на модела, в което се състои и тяхната полезност. Често геоложките обекти се маркират чрез топографията, поради различната си ерозионна устойчивост и линии на отслабване в интензивно деформирани зони. Направените изследвания имаха за цел да се оцени съвременната форма на релефа, както и генерирането на водосборните райони.

Използван е цифровия модел на релефа създаден при мисията на космическата совалка през февруари 2000 г., известен като SRTM (радарна топографска совалкова мисия), имащ разделителна способност 90 m. Цифровият модел на релефа е използван и при съставянето на картите в "полусенки" (hillshade map), както и при 3D визуализациите на терена.



Фиг. 3. ASTER изображение за района на топлоелектрическата централа Бобов дол



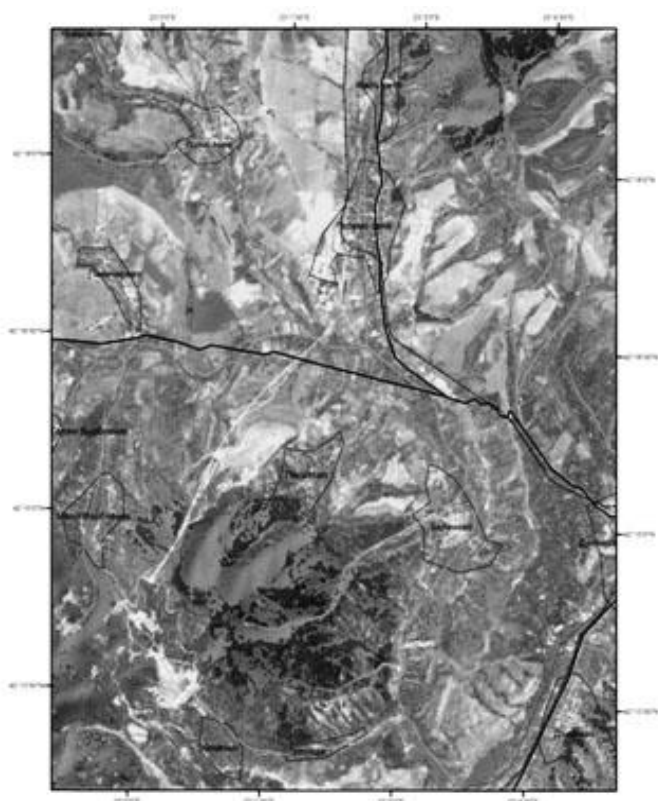
Фиг. 4. Цифров модел на релефа в района на топлоелектрическата централа Бобов дол

Предварителна подготовка на изображенията

Процесът на обработката на мултиспектралните изображения за получаване на търсената информация за земната повърхност, изисква извършването на последователност от процеси различаващи се значително от "стандартните" техники за обработка на изображения. Преди да пристъпи към комбинирането на каналите на ASTERизображението е необходимо да изключат растителността, облаците и водните площи, тъй като те влияят на получените резултати.

Наличието на високостеблена растителност има "маскиращ" ефект върху земната повърхност и следователно има потенциала да скрие повърхността или по-често да допринесе към отражението получавано от сензора на сателита. Поради тази причина преди да бъде направена обработка за картиране на минералните групи изображенията от ASTER трябва да бъдат "маскирани" за растителността (фиг. 5).

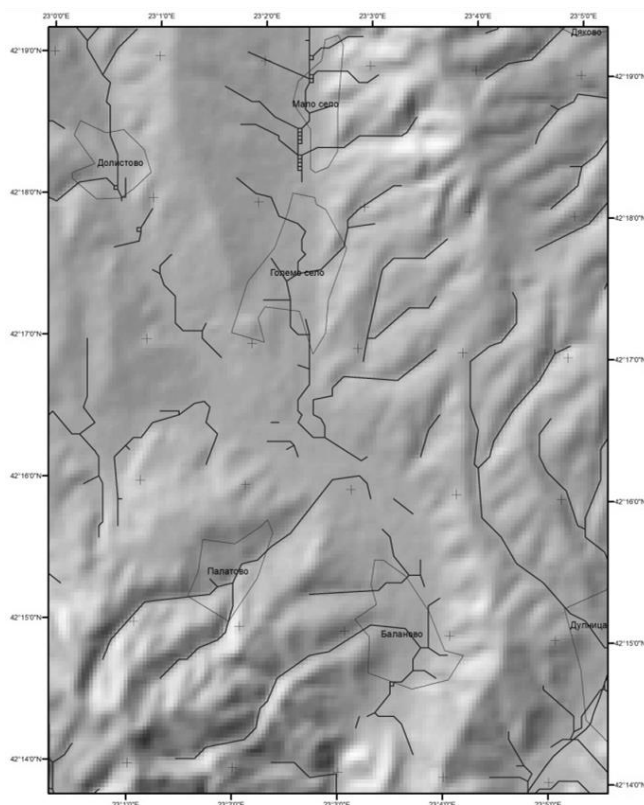
Процесът на маскиране на растителността е подобен на този за маскиране на облаците и техните сенки. Като основа за маската на растителността е използван NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) индекса. Допълнително са изключени и водните участъци, които са отделени с помощта на прагови техники. След прилагането на всички използвани маски от ASTERизображението са изключени над 31% от площта която покрива.



Фиг. 5. Маска на растителността в района на топлоелектрическата централа Бобов дол

От цифровия модел на релефа са получени карти в "полусенки", на които ясно се подчертават особеностите на релефа (фиг. 6). При този тип карти се създава усещане за

осветеност на обекта от някакъв виртуален източник на светлина и впечатление за обемност на изображението. На приложената карта за източника на светлина са зададени азимут 315° (СИ) и наклон 45° . Допълнителен резултат от обработката на цифровия модел на релефа представлява модела на речната мрежа в района на топлоелектрическата централа Бобов дол (фиг. 6). Получените данни за речната мрежа допълват съществуващата информация за района и дават възможност за по-достоверна интерпретация при класификацията на земното покритие.



Фиг. 6 Модел на речната мрежа в района на топлоелектрическата централа Бобов дол

Обработка на изображенията и интерпретация

При работата със сателитните изображения и ЦМР е използван специализиран софтуер за дистанционни изследвания, а получените резултати и карти са интерпретирани в среда на географска информационна система. Създадена е пространствена база от данни, включваща резултатите от проведените дистанционни изследвания, която може да бъде използвана и допълнена при следващи работи в района.

Съставянето на отношения между каналите е използвано за засилване на спектралните различия на минералите в тях (Crowley et al., 1989), тъй като различните повърхности имат специфични отражателни и сорбционни особености при всички дължини на вълните.

Също така повърхностите имат абсорбционни характеристики при определени дължини на вълните. Тази абсорбционна особеност може да се използва при отношенията между каналите. Съставянето на прости отношения между каналите се състои в математичната операция по делението на растерните стойности от един канал на стойностите от друг (напр.: канал 3/канал 1). Ако даден обект има приблизително еднакво отражение в два канала, то получената при делението им стойност ще бъде близка до 1. Така пресмятането на отношения между каналите спомага да се открият тези обекти които имат най-различни отражения в двата канала. На получените изображения, отразяващи отношенията между съответните канали на ASTER, са пресметнати статистическите стойности описващи резултатите от делението на растерните стойности. Като гранична стойност е задавана средно аритметичната стойност + стандартното отклонение.

За целите на настоящата работа е картирано пространственото разпространение на различни групи от минерали и скали включващи: желязни оксиди; желязни силикати; карбонатни минерали; минералите епидот, хлорит, амфибол; минерали характерни за процесите на хидротермална промяна на скалите (алунит, каолинит, пирофилит); глинести минерали; окварчени скали.

Данните за използваните отношения между каналите на ASTER и източника за тяхното ползване са дадени в таблица 1, а в таблица 2 са дадени резултатите от класификацията. От изследваните класове най-голямо е разпространението на желязо съдържащите минерали.

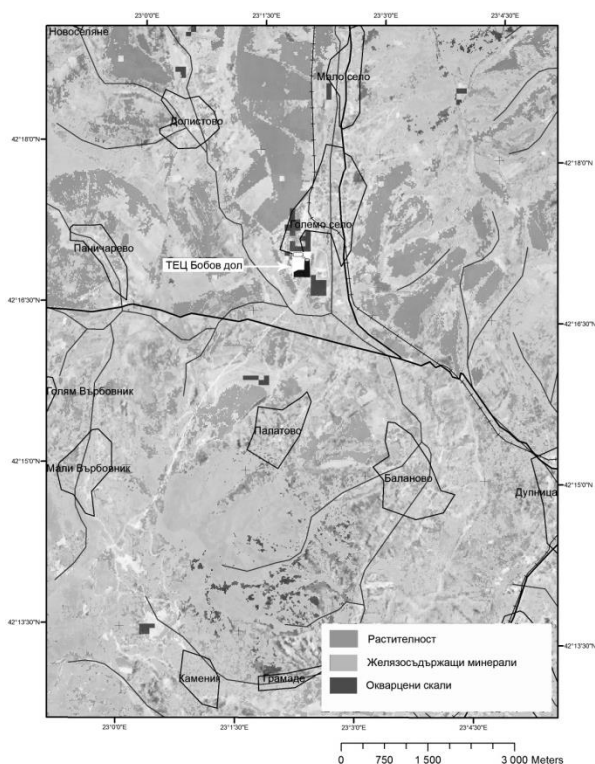
Таблица 1. Използвани отношения между каналите на ASTER за класификация на земното покритие в района на ТЕЦ Бобов Дол

Особеност	Спектрален канал или отношение	Източник
Ферижелязо, Fe^{3+}	2/1	Rowan, Mars, 2003;
Ферожелязо, Fe^{2+}	$b5/b3+b1/b2$	Hewson et al., 2001; 2004a
Ферисиликати (биотит, хлорит, амфибол)	$b5/b4$	Hewson et al., 2001; 2004a
Ферооксиди	$b4/b3$	
Епидот, хлорит, амфибол	$(b6+b9)/(b7+b8)$	
Карбонатни минерали (калцит+доломит)	$b13/b14$	Bierwith, 2002; Ninomiya, 2002; Hewson et al., 2001; 2004a
Алунит, каолинит, пирофилит	$(b4+b6)/b5$	Rowan, Mars, 2003
Глинести минерали	$(b5xb7)/b6^2$	Bierwith, 2002
Окварчени скали	$b14/b12$	Rowan, Mars, 2003

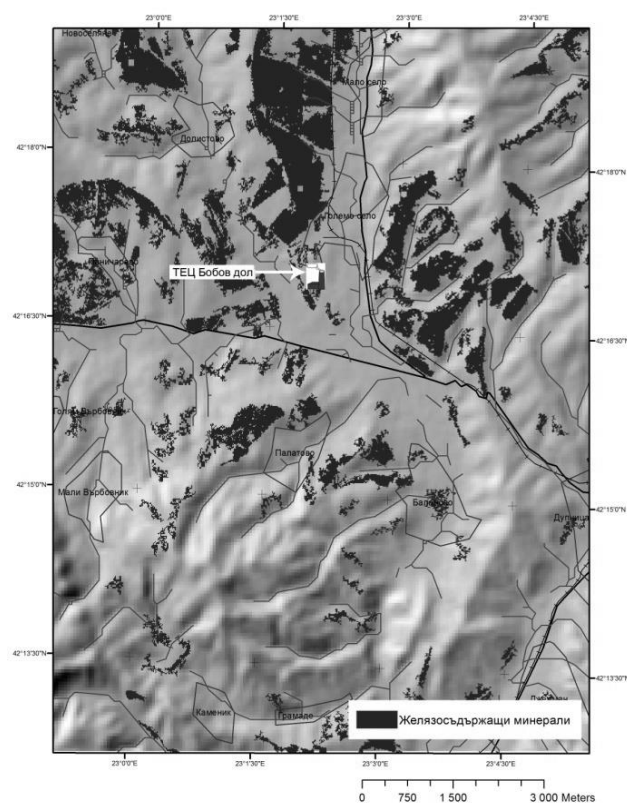
Таблица 2. Резултати от класификацията на земното покритие в изследваната ASTER сцена

Име на клас	Брой пиксели	Процентно съдържание
Некласифицирани	17254914	59.025
Феро силикати (биотит, хлорит, амфибол)	252762	0.821
Алунит, каолинит, пиропилит	465545	1.512
Карбонатни минерали (калцит+доломит)	2658	0.009
Глинести минерали	348093	1.130
Епидот, хлорит, амфибол	0	0
Фери оксиди	484278	1.572
Фери желязо, Fe^{3+}	603067	1.958
Феро желязо, Fe^{2+}	1408913	4.575
Окварцени скали	376475	1.272
Растителност	9566414	31.061

Резултатите от направените отношения между каналите са наложени в среда на географска информационна система върху изображението в реални цветове за района на топлоелектрическата централа Бобов дол (фиг. 7) и върху цифровия модел на релефа (фиг. 8). В разглеждания район от изображението, около ТЕЦ Бобов дол, най голяма площ заема участъците с потенциално наличие на двувалентно желязо, включително и обработваеми площи (фиг. 8). Освен него се отделят зони с наличие на феро силикати, фери оксиди, фери желязо, глинести минерали, минерали свързани с процесите на хидротермална промяна на окварцените скали. Зони с потенциално наличие на кварц съдържащи скали се установяват непосредствено до ТЕЦ Бобов дол, както и до хвостохранилището му (фиг. 7).



Фиг. 7. Класификация на земното покритие наложена върху ASTERизображението за района на топлоелектрическата централа Бобов дол



Фиг. 8. Потенциално наличие на желязосъдържащи минерали наложено върху цифровия модел на релефа за района на топлоелектрическата централа Бобов дол

Заклучение

Съставянето на прости отношения между каналите на ASTER може да бъде много полезно за разграничаването на различни скали и химически елементи, както и за предварителното разграничаване на потенциално замърсени почви и наличие на тежки метали. Резултатите от настоящето изследване дават възможност да бъде описано пространственото разпространение на железни окиси и глинести минерали в изследваната площ. Общо са класифицирани 8 различни класа минерали и скали, като е определено тяхното процентно съдържание в изследваното изображение. Получените резултати представляват пространствена база данни, която може да бъде допълвана в бъдеще с допълнителна информация от полеви и лабораторни изследвания.

Благодарности. Авторите изказват благодарност на МОН, Фонд "Научни изследвания" за оказаната финансова подкрепа и възможността за провеждане на изследванията (договор ДМУ 03/34), както и към Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC) при американската геоложка служба за безплатно предоставените ASTER изображения.

Литература

- ASTER Reference Guide Version 1.0.2003. Earth Remote Sensing Data Analysis Center.
- Bierwith, P. 2002. Evaluation of ASTER satellite data for geological applications. – *Consultancy Report to Geoscience, Australia* (unpublished).

- Crosta, A., C. De Souza Filho, F. Azevedo, C. Brodie. 2003. Targeting key alteration minerals in epithermal deposits in Patagonia, Argentina, using ASTER imagery and principal component analysis. – *Int. J. Remote Sensing*, 24, 21, 4233-4240.
- Crowley, J. K., D. W. Brickey, L. C. Rowan. 1989. Airborne imaging spectrometer data of the Ruby Mountains, Montana: mineral discrimination using relative absorption band-depth images. – *Remote Sensing of Environment*, 29, 121-134.
- Hewson, R. D., T. J. Cudahy, A. C. Burt, K. Okada, A. J. Mauger. 2004. Assessment of ASTER imagery for geological mapping within the Broken Hill and Olary Domains. – *12th Australasian Remote Sensing and Photogrammetric Conference Proceedings, Perth, W.A., 2004*.
- Hewson, R. D., T. J. Cudahy, J. F. Huntington. 2001. Geologic and alteration mapping at Mt Fitton, South Australia, using ASTER satellite-borne data. – *Proceedings of the IEEE 2001 International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Sydney, N.S.W., 2001*.
- Ninomiya, Y. 2002. Mapping quartz, carbonate minerals, and mafic-ultramafic rocks using remotely sensed multispectral thermal infrared ASTER data. – In: *Thermosense XXIV* (Eds. X. P. Maldague, A. E. Rozlosnik). *Proceedings of SPIE. The International Society for Optical Engineering*, 4710, 191-202.
- Rowan, L. C., J. C. Mars. 2003. Lithologic mapping in the Mountain Pass, California area using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data. – *Remote Sensing of Environment*, 84, 350-366.
- Ruskov, K., K. Popov, S. Stoykov, Y. Yamaguchi. 2005. Some application of the remote sensing in geology by using ASTER images. BAS, SEE'2005, Varna, I, 247 p.
- Yamaguchi, Y., C. Naito. 2003. Spectral indices for lithologic discrimination and mapping by using the ASTER SWIR bands. – *Int. J. Remote Sensing*, 24, 4311-4323.
- Yamaguchi, Y., A. B. Kahle, H. Tsu, T. Kawakami, M. Pniel. 1998. Overview of Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER). – *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36, 1062-1071.
- Yamaguchi, Y., Fujisada, H., Tsu, H., Sato, I., Watanabe, H., Kato, M., Kudoh, M., Kahle, A. B., Pniel, M. 2001. ASTER early image evaluation. – *Adv. Space Res.*, 28, 1, 69-76.
- Yamaguchi, Y., L. Takeda. 2003. Mineralogical mapping by ASTER in Cuprite, Nevada, U.S.A. – *Asian J. Geoinformatics*, 3, 3, 17-24.

БЕЛОГРАДЧИШКИТЕ СКАЛИ – ЕДНА ЗАБЕЛЕЖИТЕЛНА КОМБИНАЦИЯ ОТ ПРИРОДНИ, ИСТОРИЧЕСКИ И КУЛТУРНИ ЗАБЕЛЕЖИТЕЛНОСТИ

Димитър Синьовски

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; sinsky@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. Белоградчишките скали са утвърден природен феномен, придобил европейска популярност още през 19-ти век. Настоящият им статут на природна забележителност не отговаря на потенциала им на феномен с глобална значимост. По естетическо въздействие и популярност те са природната емблема на България, чието място е в Световната мрежа от геопаркове на ЮНЕСКО. Белоградчишкият регион притежава богато и разнообразно геолошко наследство, което включва обекти с висока естетическа, научна, образователна и историческа стойност. Включването на категорията "Геопарк" в нашето законодателство ще отвори широко вратите на ЮНЕСКО не само за Белоградчишките скали, но и за другите български геоложки феномени и ще създаде условия за развиване на геотуризм в цялата страна. Една от основните предпоставки за това е интегрирането на геоложките забележителности с богатото историческо и културно наследство. Белоградчишкият регион притежава уникално съчетание от живописни скали, природен ландшафт и история, поради което често ги сравняват с най-изтъкнатите природни феномени в света. Сред изтъкнатите исторически забележителности като римското кале и средновековната крепост, пещерите Магурата и Козарника, има и обекти свързани с историята на българската геология, като средновековния въглищен рудник "Зелениград", където са описани първите фосили в България и останките от римска златодобивна дейност по Стакевска река. Научното описание на тези геотопи е важно за интегрирането им в бъдещия геопарк и създаването на нови туристически дестинации.

BELOGRADCHIK ROCKS – A REMARKABLE COMBINATION OF NATURAL, HISTORIC AND CULTURAL SITES

Dimitar Sinnovsky

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; sinsky@mgu.bg

ABSTRACT. Belogradchik rocks are recognized natural phenomenon gained European popularity even in the 19th century. Their current status of natural landmark does not correspond to their potential of a phenomenon with global significance. For its aesthetic impact and popularity they are the natural symbol of Bulgaria, whose place is in the Global Geoparks Network of UNESCO. Belogradchik region has a rich and varied geological heritage with sites of great aesthetic, scientific, educational and historical value. Inclusion of geopark category in our legislation will open the door of UNESCO not only for the Belogradchik rocks but for all Bulgarian geological phenomena and will create premises for developing geotourism in the country. One of the main prerequisites for this is the integration of geological sites with rich historical and cultural heritage. Belogradchik region possesses a unique combination of scenic cliffs, natural landscape and history, so often compared with the most prominent natural phenomena in the world. Among the prominent historical landmarks such as the Roman fortress and Medieval castle, Magura and Kozarnika caves, there are also sites related to the history of Bulgarian geology as the medieval coal mine "Zelenigrad", where the first Bulgarian fossils are described, and the remnants of Roman gold mining activity near Stakevska River. The scientific description of these geosites is important for their integration in future Geopark and the development of new tourist destinations.

Въведение

Всяка страна в света е известна с някакъв природен символ: Америка с Големия каньон, Норвегия с фиордите, Швейцария с Алпите, Австралия с Червената скала. България представлява един естествен геоложки музей, в който се разкриват скали от цялата история на Земята. Сложният геоложки строеж и контрастният релеф предопределят образуването на природни феномени с естетическа, научна и образователна стойност, запечатали важни събития от геоложкото минало (Синьовски, ред., 2009). По естетическо въздействие и популярност Белоградчишките скали са природната емблема на България, чието място е в Световната мрежа от геопаркове на ЮНЕСКО. Червените конгломерати и пясъчници, които изграждат Белоградчишките скали, са

отложени в речни русла през ранната епоха на Триаския период, преди повече от 220 млн. г. Тогава в Европа се образува т. нар. континентален фациес "бунтзандщайн" (германски тип Триас), който е широко разпространен в България. Скалите се отнасят към Белоградчишката свита ("Белоградчишки пясъчници", Златарски, 1927), отделена от Тронков (1981). Оформянето на скалните монументи от ерозията започва преди около 35 млн. г. през Еоценската епоха.

Белоградчишките скали са уникално съчетание от живописен релеф, природен ландшафт и история, поради което често ги сравняват с най-изтъкнатите природни феномени в света. Първата независима оценка за тях е на френския общественик Жером Адолф Бланки, който през 1843 г. отбелязва: "Тесните планински клисури на Олиул в

Прованс, проходът Панкорбо в Испания, Алпите, Пиренеите, най-дивите планини на Тирол и Швейцария не притежават нищо, което може да се сравни с това” (Blanqui, 1843). През 1873 г. те са увековечени от унгарския етнограф и художник Феликс Каниц, а Toula (1877) определя първите български вкаменелости от въгленосните отложения на Карбона в рудник Зелениград. През 1996 г. президентът на Европейската асоциация за опазване на геоложкото наследство ProGEO Уилям Уимбълдън ги сравни с Долината на динозаврите в САЩ и Найгърдсбрийнския глетчер в Норвегия (Wimbledon, 1996).

Геоконсервационни дейности

Белоградчишките скали са устойчиви геоморфоложки образувания, които принадлежат към класа на скалните пирамиди. Те са обявени за природна забележителност със Заповед № 601/01.07.1987 г. на Комитета за опазването на природната среда, ДВ № 56/1987 г., № 4 от Държавния регистър на природните забележителности. Съгласно тази заповед защитената територия е 598,7 ха. При разработването на Регистъра и кадастъра на геоложките феномени в България през 2002 г. бе предложено разширение на площта с 84,4 ха на запад от защитената територия в местността „Сбеговете“, където се намират едни от най-впечатляващите скални феномени. Община Белоградчик прави опит да обяви територията за природен парк, но проектът не се осъществява. През 2005 г. бе публикуван със съкращения текстът на досието на геоложкия феномен „Белоградчишки скали“ от Регистъра и кадастъра (Тронков, Синьовски, 2005). През 2009 г. Белоградчишките скали бяха номинирани за едно от Седемте нови природни чудеса на света. Националната кампания, организирана от бившия кмет на гр. Белоградчик Емил Цанков, мобилизира безпрецедентен национален вот от близо 7 милиона гласа, които достигнаха за 29-то място в света. Благодарение на кампанията туристическият поток към Белоградчик се увеличи неколкостранно. През 2010 г. скалите кандидатстваха в Европейската мрежа от геопаркове. За съжаление кандидатурата бе неуспешна, но с нарастването на интереса към тях се повиши и тяхната геоконсервационна стойност. За популяризирането им в глобален мащаб на вниманието на европейската и световната общественост бе представена обзорна статия в списание Geoheritage на ProGEO (Tronkov, Sinnyovsky, 2012), както и няколко публикации, свързани с проект ДДВУ 02/72 към фонд Научни изследвания за разработването на геопарк „Белоградчишки скали“ (Синьовски, 2011 а,б,в, Синьовски и др., 2011, Sinnyovsky, 2011). През 2012 година, авторът на настоящата статия и кметът на гр. Белоградчик, Борис Николов организираха Национален инициативен комитет за номинацията на Белоградчишките скали в кампанията на в. Стандарт „Чудесата на България“, който получи широка обществена подкрепа от университети, институти, министерства, музеи и публични личности. Кампанията дори доведе до сключване на шефство между „Левски“ София и местния футболен клуб „Балкан“. По естетическо въздействие и популярност Белоградчишките скали са безспорният лидер сред българските природни забележителности,

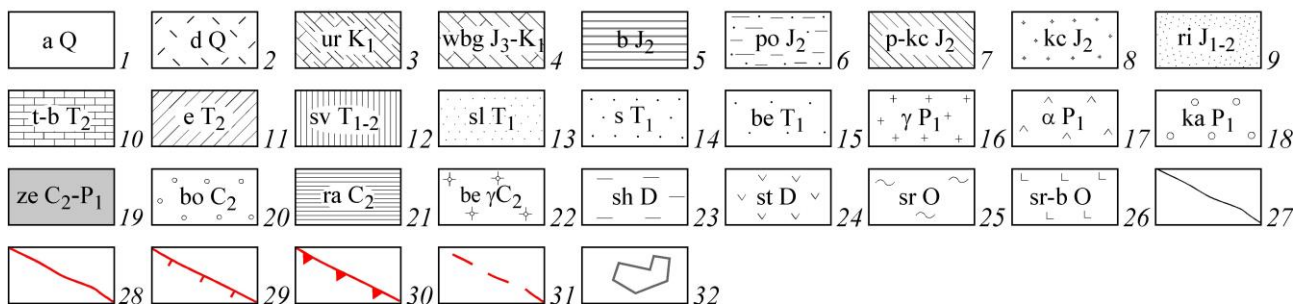
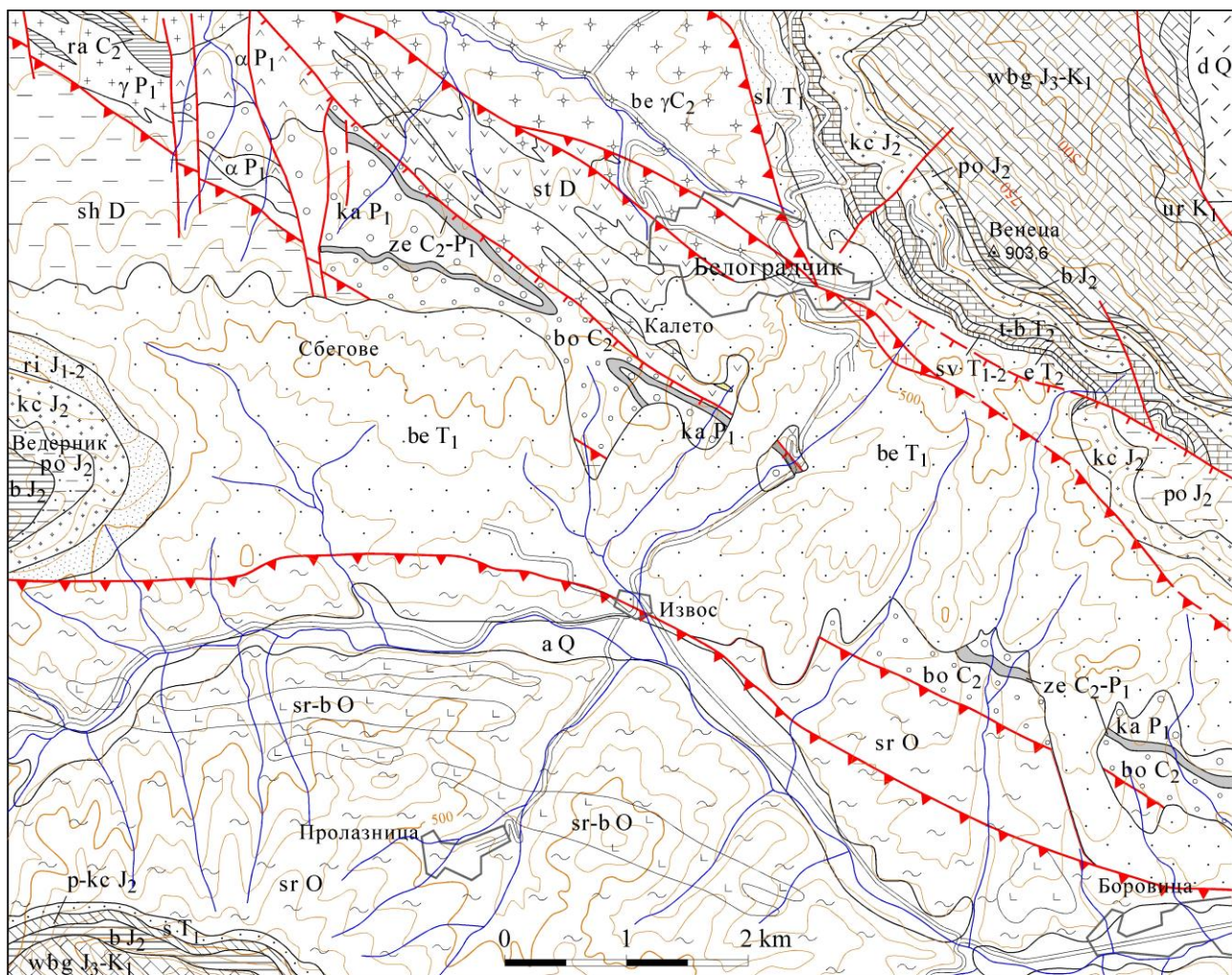
поради което номинацията им за Геопарк на ЮНЕСКО изглежда напълно реалистична (Синьовски, 2012). Заклучителната част на кампанията – националното гласуване, беше открита на 5 юли 2012 г. в гр. Белоградчик от вицепремиера Симеон Дянков. Независимо от изхода на кампанията, Белоградчишките скали ще стават все по-популярни и ще привличат все повече туристи. За да се превърнат в световна туристическа дестинация, обаче, те трябва да бъдат номинирани за Геопарк на ЮНЕСКО.

Категорията „Геопарк“ и Белоградчишките скали

Концепцията за геопарковете възниква като съвместна инициатива на ЮНЕСКО и Международния съюз по геоложки науки през 1998 г. (Patzak, Eder, 1998). Тя намира моментален отзвук в Европа и през 2000 г. е създадена Европейската мрежа от Геопаркове (ЕМГ). България също реагира на инициативата и през 2002 г. в рамките на проекта за съставянето на Регистъра и кадастъра на геоложките феномени в България разработва първия български геопарк „Искърски пролом“, представен на третата среща на Европейската мрежа в Егенбург, Австрия (Jeleu et al., 2002). За съжаление категорията „Геопарк“ все още не съществува в нашето законодателство и България не е представена в ЕМГ с нито един геопарк.

Геопаркът е географска област, в която обектите на геоложкото наследство са част от една цялостна концепция за защита, образование и устойчиво развитие. Геопаркът трябва да обхваща целия комплекс от географски условия на региона и не трябва да включва единствено обекти с геоложко значение (Guidelines and Criteria for National Geoparks, 2007). В територията трябва да има и обекти от исторически, археологически, екологичен, културен, духовен или друг интерес, свързан с идентичността на района, които заедно с обектите от геоложки интерес да попадат под единни мерки за защита и управление от парков тип.

На какви условия трябва да отговаря една територия за да бъде одобрена за Геопарк? Преди всичко трябва да се знае, че Геопаркът е неофициален (ненормативен) термин за описание на комплекс от геоложки обекти с естетическа или научна стойност, които се популяризират за туристически цели. Етикетът „Геопарк“ формално не предполага голяма научна или наследствена стойност, но капацитетът и полезността на територията, трябва да са достатъчни за демонстриране на геоложките особености на района и влиянието на геоложките процеси и явления върху ландшафта и бита на хората. Освен естетическа привлекателност, екологичен импакт и образователна полза, дейността на Геопарка трябва да носи и социално-икономически дивиденди за местното население. Съгласно препоръката на Съвета на Европа Rec (2004)3 за опазване на геоложкото наследство и области от специален геоложки интерес, във фокуса на Европейския Геопарк стои устойчивото развитие на регионите чрез интегриране на исторически, стопански, културни, спортни или други социални интереси и дейности.



Фиг. 1. Геоложка карта на района на гр. Белградчик в М 1:50000 (по Ангелов и др. 2006, с изменения и допълнения): 1 – алувиални отложения – руслови и на заливните тераси (Холоцен): гравий, пясъци и глини; 2 – делувиални отложения (Плейстоцен-Холоцен): скални късове и глинесто-песъчливи отложения; 3 – задруга на Ургонските варовици (Хотрив-Апт): биогенни и порцелановидни варовици от ургонски тип; 4 – Западнобалканска карбонатна група (Калов-Бериас): тънкопластови до среднопластови сиви ди бежови, глинести, ядчести и интрапластични варовици; 5 – Бовска свита (Байос-Калов): мергели и варовити аргилити с прослойки от глинести и песъчливи варовици; 6 – Полатенска свита (Байос-Бат): песъчливи зоогенни варовици, пясъчници, варовикови конгломерати и песъчливи варовици; 7 – Полатенска и Кичерска свита (Аален-Бат): зоогенни варовици, пясъчници, гравелити; 8 – Кичерска свита (Аален-Байос): пясъчници и гравелити с конгломератни прослойки; 9 – Риксенска свита (Тоарс-Аален): едрозърнести пясъчници и конгломерати с прослойки от аргилити и въглищни лещи; 10-12 Искърска карбонатна група: 10 – Тошковдолска и Бабинска свита (Аниз-Ладин): дебелопластови варовици и доломити, тънкопластови ядчести варовици с прослойки от мергели и доломити; 11 – Едиветърска свита (Аниз): песъчливи оолитни и биодетритусни варовици; 12 – Свидолска свита (Спат-Аниз): аргилити, алевролити, варовити пясъчници, песъчливи варовици и доломити; 13-15 Петроханска теригена група: 13 – Сливовнишка свита (Долен Триас – Аниз?): едрозърнести и гравийни пясъчници и конгломерати; 14 – пясъчникова задруга (Долен Триас): неяснослоести червени пясъчници с редки пясъчници от алевролити и конгломерати; 15 – Белградчишка свита (Долен Триас): червени конгломерати, пясъчници и пясъчници; 16 – субвулкански скали – порфирни плагиогранити и диорит-порфирити (Долен Перм); 17 – ефузивни и експлозивни скали – дацитови лави и брекчи (Долен Перм); 18 – Карловишка свита (Долен Перм): брекчоконгломерати, пясъчници, аргилити, туфи, туфити, лави, лавобрекчи; 19 – Зелениградска свита (Стефан-Долен Перм) – конгломерати, пясъчници, аргилити, алевролити с прослойки от варовици; 20 – Боровишка свита (Стефан): конгломерати, пясъчници, алевролити, и аргилити; 21 – Раяновска свита (Горен Карбон?): конгломерати, пясъчници, алевролити и аргилитови туфи с прослойки от базалтови лави; 22 – Белградчишки плутон (Горен Карбон?): биотитови порфирни гранити; 23 – Шашки алевролити (Девон?): ивичести аргилити, алевролити, пясъчници и хлорит-серицитови шисти; 24 – Струиндолски диабази (Девон?): диабази, диабазови туфи, с прослойки от шисти; 25 – Средогревски метаморфити (Ордовик?): метаморфозирани конгломерати, пясъчници, алевролити и аргилити; 26 – олистоплаки от базични магмени скали; 27 – граница между геоложки единици; 28 – разлом; 29 – разсед; 30 – възсед; 31 – предполагаем разлом; 32 – населено място

Геопаркът има пряко въздействие върху живота на местното население и дава възможност на жителите да възстановят наследствените стойности на територията и да участват активно в културното съживяване на района.

Каква процедура трябва да премине един геоложки феномен като Белоградчишките скали, за да бъде приет в Световната мрежа? Преди всичко трябва да се подаде апликационна форма в ЕМГ, която на територията на Европа действа от името на Световната мрежа. Изискванията са обектът да отговаря на поне 50% от максималния брой точки, които се дават за всяка оценявана категория в апликационната форма. Природна забележителност "Белоградчишки скали" вече премина през този етап и не бе одобрена, поради една единствена причина - липса на управително тяло на геопарка.

В първата категория на апликационната форма "Геология и ландшафт", Белоградчишките скали имат максимална оценка, тъй като геоложките формации в района са изключително разнообразни, а естетическите качества на ландшафта не будят съмнение. В района има много туристически пътеки. По проект с фонд "Научни изследвания" в момента се създава и изискуемата база данни за геоложките обекти. Изключително важен елемент е интегрирането на богатото културно и историческо наследство. Околностите на град Белоградчик са пълни с история – от палеолита в пещерите, през античните останки на Римското Кале, до средновековната крепост около Калето. Биологичното разнообразие също включва интересни защитени видове.

В препоръките на Съвета на Европа за опазване на геоложкото наследство Rec(2004)3 се казва че Европейският геопарк трябва да включва достатъчна площ за истинско териториално-икономическо развитие, главно чрез геотуризм. Това не представлява проблем, тъй като всяко разширяване на площта ще доведе до включване на нови ценни обекти от геоложки, археологически, екологичен, културен и духовен интерес. Например с разширяването на площта на север в нея ще попаднат пещерите Козарника и Магурата, в които има следи от праисторически живот. При с. Кладоруб се намира границата Креда-Терциер, която е съхранила доказателства за глобалната катастрофа преди 65 млн. г. под формата на тънък иридиев слой. Този слой е образуван след сблъсък на гигантски метеорит със Земята, която едва не излиза от орбитата си, а последствията за флората и фауната са катастрофални: изчезват динозаврите, гигантските морски влечуги, амонитите, белемнитите и много представители на микрофауната и флората.

На повечето от елементите на втората категория "Управленска структура" Белоградчишките скали също отговарят почти на максимум. Територията разполага с нова геоложка карта и очертани граници на площта, природонаучен музей, новопостроена сграда за посетителски център близо до крепостта, информационен център, връзка с академични институции работещи по площта (Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски" и Московския държавен университет "М. В. Ломоносов"). Има създадена инфраструктура за велотуризм, бъги,

шахмат, канадска борба и др. спортове, паркинги, информационни табели, брошури, интернет информация, сайт на бъдещия геопарк (линк на сайта на МГУ), електронен илюстриран лист Белоградчик на проф. Борислав Тошев и др.

Основният проблем на бъдещия Геопарк е управленската структура. Управително тяло с постоянно назначен персонал е задължително изискване на ЕМГ, а това може да стане едва след като категорията "Геопарк" бъде официализирана в Закона за защитените територии. Тогава вратата на Световната мрежа от геопаркове на ЮНЕСКО ще бъде широко отворена не само за Белоградчишките скали, но и за други български геопаркове, като Побитите камъни, Мелнишките пирамиди, Искърския пролом, Витоша, Източните Родопи, Странджа, Сакар и др. Понастоящем финансовата поддръжка е непреодолима пречка за малки общини като Белоградчик, Белослав или Мелник. Доколкото опазването на природното наследство е предмет на държавна политика, финансирането и управлението на геопарковете се осъществява от държавата. След като бъде узаконена, тази категория трябва да се припознае от някоя държавна институция - министерство или агенция, чрез която да се финансира назначаването на паркова администрация и управлението на парковата дейност, както при националните и природните паркове.

Според регламента на Световната мрежа от геопаркове в рамките на една година всяка страна има право да номинира два геопарка, или три за страни кандидатстващи за пръв път. Процедурата, която трае поне 1 година, изисква добре дефинирана територия със строго определени граници, ясна концепция и план за развитие, както и управително тяло на геопарка. У нас има поне 10 територии, чиито геоложки характеристики удовлетворяват изискванията за Геопарк на ЮНЕСКО. С опита и капацитета на нашата геоконсервационна общност, която е част от Европейската асоциация за опазване на геоложкото наследство, повечето от нашите геопаркове могат да придобият логото на ЮНЕСКО още в следващите две-три години. За това е необходимо да се мобилизира националният ресурс в областта на геоконсервацията и да се привлече вниманието на вземащите решения държавни и местни институции.

Геотопи с потенциал за включване в Национален геопарк "Белоградчишки скали"

Заради естествения си потенциал като геоложка забележителност с глобално значение, Белоградчишките скали са с приоритет за първа национална номинация в ЕМГ. Безспорната красота и популярност на скалите около град Белоградчик са достатъчно основание за обявяването им за Национален геопарк. Скалните фигури "Мадоната", "Ученичката", "Адам и Ева", "Лъвът", "Мечето", "Динозаврите", "Монасите" и "Хайдут Велко", намиращи се непосредствено до града, отдавна са се превърнали в природни символи. Лицето на скалите, обаче, е Белоградчишката крепост, която олицетворява връзката на природните забележителности с богатото историческо и културно минало на региона. Тя е разположена на най-високата част от скалите и изкачването на Римското Кале

предлага едно неповторимо изживяване за посетителите, които могат да се насладят на величествения природен ландшафт и да се докоснат до античните крепостни съоръжения от Римската империя във вътрешността на Калето.

Това обаче е само малка част от огромното природно и историческо наследство на региона. Разработването на Национален геопарк би могло да интегрира геоморфоложките забележителности на много по-широка територия (фиг. 1). На 4 km западно от Белоградчик се намира един чудесен скален ансамбъл, известен като "Сбеговете" (Синьовски, 2011б). Той дълги години остава неизвестен за масовите посетители на Белоградчик, тъй като попада в недостъпната по времето на социализма гранична зона. Сбеговете са една невероятна скална приказка, която дочака своето време да стане достояние на България и света. За това е необходимо да се асфалтира пътя от Калето през Редута до Дъбравка, който би представлявал една чудесна туристическа пешеходна и велоалея.

Не по-малко значима е впечатляващата единична скала "Боровица" ("Боров камък"), която се издига на 113 m височина и е заобиколена от неповторими скални образувания, които по нищо не отстъпват на тези при гр. Белоградчик (Синьовски и др., 2011). Това е второто по важност направление, което би могло да се оформи като туристическа пътека с продължение до Фалков мост. Тук се намира и т. нар. "Червена църква" при с. Боровица, която представлява важен обект на историческото и духовно наследство на региона. Тя е построена през 1866 г. с материал от триаските червенцвети на бунтзандщайна, откъдето идва името ѝ. До нея е имало манастир "Св. Троица", който също подлежи на възстановяване. Друг важен геотоп е скалният ансамбъл при с. Извос и източно от него до Сабубин камък. Тук няма наименувани скали (с изключение на Джаба от Междувездни войни, Tronkov, Sinnyovsky, 2012), но като цяло това е един чудесен природен ландшафт, който придава завършен вид на дългия 18 km скален ансамбъл от "Сбеговете" на запад до Фалков мост на изток.

Геоложките феномени в района не се изчерпват само с геоморфоложкото си разнообразие. Тук се разкриват скали с доста разнообразен минерален състав, петрографски характеристики и възраст, в които могат да бъдат разработени геотопи от научен интерес. В площта са представени магмени, седиментни и метаморфни скали с възраст от Рифей до Кватернер. Най-старите скали в района са пилоу лавите на Чернивръшката група с неопротерозойска възраст, както и метаморфитите на протопопинския гранит с възраст над 600 млн. г. В района на с. Дъбравка се разкриват девонски алевролити и диабазы, процепени от карбонски гранити (Белоградчишкия плутон) и пермски вулканични комплекси. Карбонските отложения също са доста разнообразни. В тях е разработен един от най-старите въглищни рудници на Балканите – рудник "Зелениград", документиран още от Toula (1877), който определя първите български фосили сред въглищните пластове на Зелениградската свита. Входът на рудника все още е запазен и може да бъде реставриран за геотуристически цели. Пермските скали са

представени от континентални седименти и субвулканични и ефузивни скали – дацитови лави и лавобрекчи, които подстилат скалите на бунтзандщайна.

Речните конгломерати и пясъчници на Долния Триас, сред които са оформени скалните моументи, лежат с ъглово несъгласие над палеозойските скали и стоят във фокуса на палеогеографските интерпретации за историята на геоложкото развитие. Те са обединени в нова литостратиграфска единица – Белоградчишка свита, която ще бъде стабилизирана в литостратиграфската номенклатура. Юрските скали също заемат важно място в геоложкото развитие на района. Те покриват несъгласно триаските скали и оформят три забележителни средноюрски пясъчникови формации, над които следват варовиците на Западнобалканската карбонатна група. Те изграждат прочутия Белоградчишки венец от север и впечатляващия връх Ведерника от юг. В тях са развити двете най-известни пещери – Магурата при Рабишка могила и Козарника по шосето за с. Орешец, където са запазени артефакти от Палеолит и праисторическа графика под формата на стенни рисунки. Кредните скали са слабо застъпени, но при с. Кладоруб е установена границата Крета-Терциер, която представлява световен геоложки феномен с данните за глобалната катастрофа накрая на Кредата, а обектът е включен в Регистъра и кадастъра на геоложките феномени в България (Синьовски, 2003). Това е един забележителен геотоп с глобална значимост, който може да се разработи по подходящ начин за целите на Геопарка.

Голямо значение за бъдещия геопарк има историческото наследство на региона. На 18 km северно от Белоградчик се намира една от най-големите пещери в България – Магурата, образувана сред титон-бериаските варовици на т. нар. Магурска свита в Рабишка могила. Пещерата е запазила факти за праисторически живот под формата на скални рисунки (графика), направени с прилепно гуано. Те изобразяват танцуващи женски фигури, религиозни церемонии, ловни сцени, маскирани хора, животни, растения, слънца, звезди и оръдия на труда с данни за живота от късния палеолит, неолита и бронзовата и епоха. Климатичните характеристики около Рабишка могила се доближават до тези в областта Шампан във Франция, а пещерата предоставя отлични условия за шампанизиране и стареене на вина. В едно от нейните разклонения е създадена единствената в страната изба за производство на естествено пенливо вино, шампанско "Магура".

Друго голямо богатство за района е пещерата "Козарника", която отстои само на 4 km от Белоградчик. В последните години тя е предмет на изследване от български, френски и американски археолози. Разкопките в Козарника започват през 1996 г. и са организирани от Националния археологически институт на БАН и Института за геология и праистория на Квартернера в Бордо. Техни ръководители съответно от българска и френска страна са Николай Сираков и Жан-Люк Гуадели. Доказана е къснопалеолитна култура, съществувала между 37-34-ото хил. пр.н.е. Пещерата е обитавана през Средния Палеолит, но истинската сензация идва от най-долните пластове, които са датирани на 1,6 милиона години. В тях

е открит зъб от представител вероятно на *Homo erectus*, което ако се докаже по безспорен начин, ще бъде най-старото сведение за човешко присъствие в Европа (Събчев, 2012).

Създаването на Геопарк "Белоградчишки скали" изисква разработването на тези и още много други обекти, които ще изградят неговата геотуристическа инфраструктура. Екипът на проект ДДВУ 02/72 от катедра "Геология и палеонтология" е съставен от преподаватели и студенти с опит в областта на ГИС технологиите, което ще гарантира професионално изпълнение на многослойна карта на бъдещия геопарк с комплексни данни за геологията, екологията, биоразнообразието, културното и историческо наследство. Екипът работи в тясно сътрудничество с руски колеги от Катедрата по физическа география на света и геоекология на Географския факултет на Московския държавен университет "М. В. Ломоносов", чиито преподаватели и студенти също са добри ГИС експерти и ще допринесат за разработването на един качествен краен продукт.

Заклучение

Разработването на първия Национален Геопарк в България "Белоградчишки скали" е въпрос на година или две. Неговата основна цел ще бъде популяризирането на този забележителен геоложки феномен и съживяването на икономиката в един от най-изостаналите региони на страната чрез развиване на геотуризм. Създаването на Националния инициативен комитет за Белоградчишките скали и получената широка обществена подкрепа показват, че гражданите на Република България разпознават безпогрешно истинските стойности на наследството на своята страна, което задължава организаторите на кампанията и изпълнителите на проекта да положат максимални усилия за легализирането на тази категория защитена територия в България и да предложат Белоградчишките скали за Геопарк на ЮНЕСКО. Разясняването на причините, поради които не успя първата кандидатура за приемане в ЕМГ, ще допринесе за тяхното преодоляване и подаване на нова, успешна апликационна форма.

Благодарности. Настоящата публикация е резултат от работата по Договор ДДВУ 02/72.

Литература

Ангелов, В., М. Антонов, С. Герджиков, И. Климов, П. Петров, Х. Киселинов, Г. Добрев, Д. Синьовски, С. Приставова. 2006. *Геоложка карта на Република България 1:50000, К-34-21-В (Княжевац) и К-34-22-А (Белоградчик)*. С., МОСВ, Бълг. нац. геол. служба.

Златарски, Г. 1927. *Геология на България*. Унив. библ. 268 с.

Тронков, Д. 1981. Стратиграфия триасовой системы в части Западного Средногогорья (Западная Болгария). – *Geologica Balc.*, 11, 1, 3-20.

Тронков, Д., Д. Синьовски. 2005. Белоградчишки скали, гр. Белоградчик. – *Геология и минерални ресурси*, 12, 10, 23-27.

Синьовски, Д. 2003. Пет защитени разкрития на границата Креда/Терциер в България. – *Год. МГУ "Св. Иван Рилски"*, 46, Св. I, *Геология и геофизика*, 177-183.

Синьовски, Д. (ред) 2009. *Геоложки феномени на България*. <http://mgu.bg/geosites/home.html>.

Синьовски, Д. 2011а. Ружинската свита – уникален фациес в карпатския тип Горна Креда и Палеоцен в СЗ България. – *Геонауки 2011*, 91-92.

Синьовски, Д. 2011б. "Сбеговете" – неизвестната част от Белоградчишките скали. – *Геонауки 2011*, 121-122.

Синьовски, Д. 2011в. Геоконсервацията и геоложкото наследство на България. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 73, 1-3 (под печат).

Синьовски, Д. 2012. *Белоградчишките скали са козът ни за ЮНЕСКО. Сайт на кампанията "Чудесата на България"*; <http://www.bgchudesa.com/интервюта/страница/1.html>

Синьовски, Д., И. Василева, Р. Иванов, И. Вутев. 2011. Боров камък – най-импозантният монолит сред Белоградчишките скали. – *Год. МГУ "Св. Иван Рилски"*, 54, Св. I, *Геол. и геофиз.*, 62-66.

Събчев, К. 2012. Тайните на Козарника. Сайт на кампанията "Чудесата на България"; <http://www.bgchudesa.com/интервюта/страница/1.html>

Blanqui. 1843. *Voyage en Bulgarie pendant l'année 1841*. Paris, Coquebert., 150-152.

Guidelines and Criteria for National Geoparks. 2007. UNESCO Global Geoparks Network, January 2007; <http://www.unesco.org/science/earth/geoparks.shtml>.

Jelev, V., D. Sinnyovsky, V. Belogoushev. 2002. "Iskar Defile" Geopark in Bulgaria – ideas and problems. – *3rd European Geoparks Network Meeting (Eggenburg – Austria)*, Vol. of Abstracts, 22-23.

Patzak, M., W. Eder. 1998. "UNESCO GEOPARK" A new Programme – A new UNESCO label. – *Geologica Balc.*, 28, 3-4, 33-35.

Rec (2004)3 on conservation of the geological heritage and areas of special geological interest. Council of Europe, Committee of Ministers (5 May 2004, 883rd meeting of the Ministers' Deputies); <https://wcd.coe.int/ViewDoc.jsp?id=740629&Lang=en>.

Toula, F. 1877. Geologischen Untersuchungen in westliche Teile des Balkan in den Angrenzenden Gebieten. Ein Geologisches Profil von Osmanien an Arcer über Sveti Nikola Balkan nach Ak Palanka an der Nischava. – *Sitzungsb. der k. Akad. der Wiss. I. Abth. Wien*, 75, 465-544.

Tronkov, D., D. Sinnyovsky. 2012. Belogradchik rocks in Bulgaria – geological setting, genesis and geoconservation value. – In: *Geoheritage*. Springer (in press).

Wimbledon, W. A. P. 1996. National site selection, a stop on the road to a European Geosite List. – *Geologica Balc.*, 26, 1, 15-27.

ГЕОТУРИСТИЧЕСКИЯТ ПОТЕНЦИАЛ НА МЕСТНОСТТА "СБЕГОВЕТЕ" В ЗАПАДНАТА ЧАСТ НА БЕЛОГРАДЧИШКИТЕ СКАЛИ

Димитър Синьовски

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; sinsky@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. Белоградчишките скали са най-известната природна забележителност на България. През новия век тяхната морфология, генезис и геоконсервационна характеристика бяха обобщени в научно досие, разработено за Регистъра и кадастъра на геоложките феномени в България, където предишната защитена територия от 598.7 ха бе разширена с 84.4 ха на запад от гр. Белоградчик. Номинирането им за едно от Седемте нови природни чудеса на Света донесе още по-голяма популярност, вследствие на което притокът от посетители нарастна неколкостранно. За пръв път скалната феерия бе популяризирана и в авторитетното списание "Geoheritage" на Европейската асоциация за опазване на геоложкото наследство ProGEO. Новопредложената територия, известна под името "Сбеговете", е една изключително красива местност, която обхваща горски масиви с издигащи се над тях величествени скални монументи. Това е най-красивата част от Белоградчишките скали, която с отдалечеността си от емблематичните скални фигури близо до града е останала неизвестна за широката общественост. В настоящата работа се описват геоложките феномени в рамките на тази територия, които трябва да заемат своето достойно място сред популярните наименувани монументи Адам и Ева, Ученичката, Мадоната и др.

THE GEOTOURIST POTENTIAL OF THE PLACE "SBEGOVE" IN THE WESTERN PART OF THE BELOGRADCHIK ROCKS

Dimitar Sinyovskiy

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; sinsky@mgu.bg

ABSTRACT. Belogradchik rocks are the most famous natural landmark in Bulgaria. In the new century, their morphology, genesis and geoconservation characteristics were summarized in a research file, developed for the Register and Cadastre of geological phenomena in Bulgaria, where former protected area of 598.7 ha was expanded by 84.4 hectares west of the town of Belogradchik. Nominating them for one of the New Seven Natural Wonders of the World has brought more and more popular, hence the influx of visitors has increased several times. For the first time this rock tale was popularized in the influential journal "Geoheritage" of the European Association for the protection of the geological heritage ProGEO. The proposed new territory known as "Sbegovete" is a very beautiful area, which includes forests with towering above the majestic stone monuments. This is the most beautiful part of the rocks, which by their distance from the iconic rock figures near the town remained unknown to the general public. In the present paper the geological phenomena within that territory are described to be placed among the named popular monuments Adam and Eve, Schoolgirl, Madonna and others.

Въведение

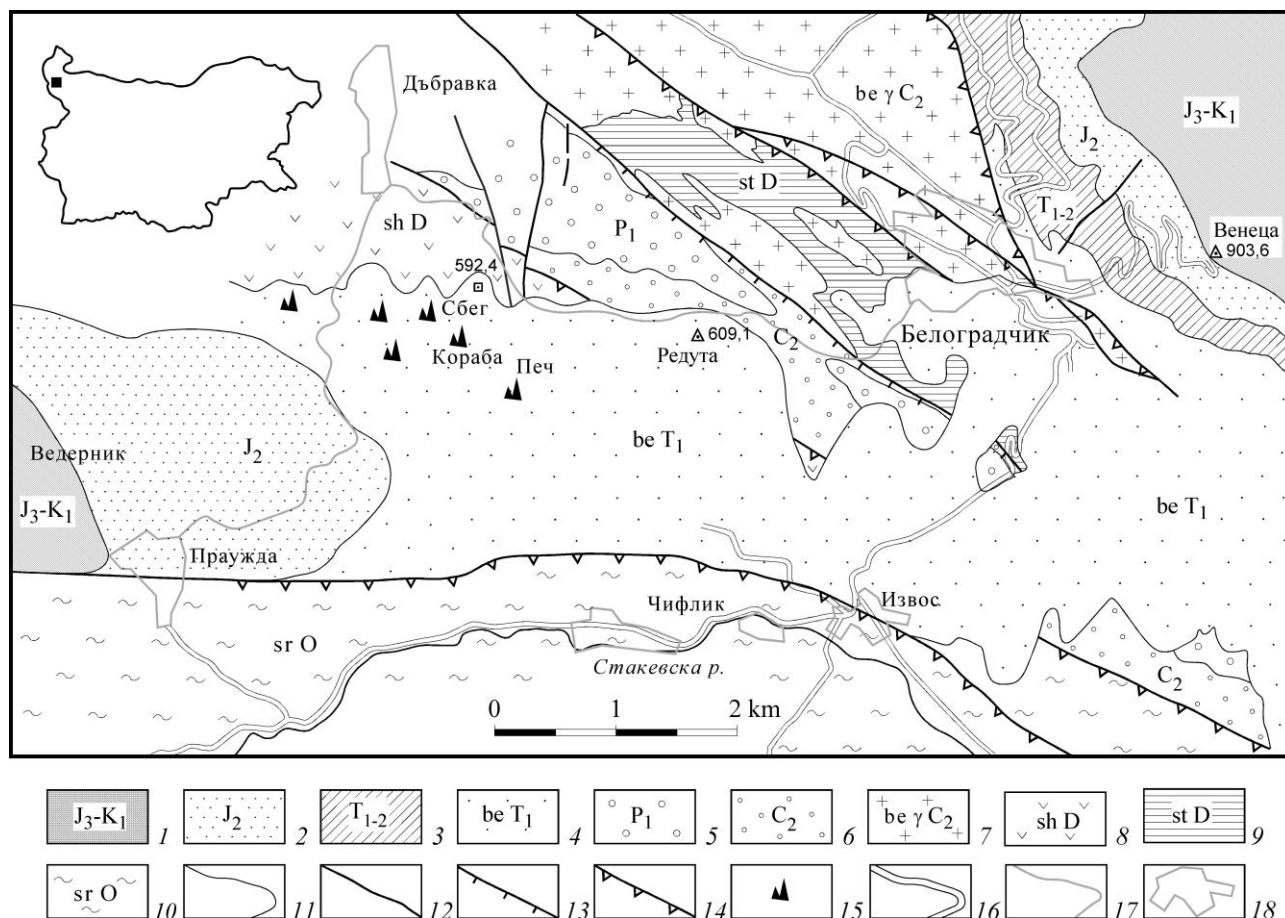
Белоградчишките скали, образувани сред широко разпространения у нас бунтзандщайнов континентален фациес, са най-забележителният природен феномен на България. Те принадлежат на долнотриаската Белоградчишка свита (Тронков, 1981), въведена като "Белоградчишки пясъчници" от Златарски (1927). Името е използваемо и валидно, но на геоложката карта на България в М 1:100000 (Ангелов и др. 1995) и М 1:50000 (Ангелов и др., 2006) скалите ѝ са обединени в "конгломератно-пясъчникова задруга". Белоградчишките скали се намират в най-западната част на Балкана, в района на гр. Белоградчик, където са разпространени в ивица с дължина 18 km и широчина до 3 km. Тя започва на около 8 km западно от града и продължава на югоизток от него до р. Лом при Фалков мост. При надморска височина 250 m при Фалков мост до 620 m при Белоградчик, общата площ на разпространение на скалните фигури е около 50 km².

Белоградчишките скали най-често се идентифицират с популярните скални фигури южно от центъра на града и около крепостта "Калето". Те обаче представляват една малка част от огромното геоморфоложко разнообразие на този забележителен геоложки феномен. Едни от най-импозантните скални композиции са разположени около крепостта, която не случайно е построена в най-високата и недостъпна част на скалите. Оттук има пълна видимост към забележителните околности на Белоградчик, с целия приказен ландшафт и известните скални фигури. Независимо от това, скалните ансамбли при с. Боровица, където е най-високата единична скала "Боров камък" и местността северно от с. Чифлик, остават извън ползването на посетителите на крепостта.

Настоящата статия е посветена на геоложките феномени в местността "Сбеговете", разположена на 4 km западно от Белоградчик. Разработването на Геопарк "Белоградчишки скали" се нуждае от сериозно разширение на сегашната защитена територия, в което трябва да

намерят място нови забележителни природни ландшафти с естетическа и научна стойност или значение за геоложката еволюция на района. На естетическата стойност на тази местност обърнахме внимание наскоро в едно кратко съобщение (Синьовски, 2011). По своята импозантност "Сбеговете" не отстъпват на популярните

скални композиции около град Белоградчик и тези северно от с. Боровица, които са със статут на защитени местности. Тъй като дълги години е била в граничната зона, новата площ е била недостъпна за посещение и е останала неизвестна на широката публика.



Фиг. 1. Опростена геоложка карта на Белоградчишкия район (по Ангелов и др., 2006): 1 – Западнобалканска карбонатна група (Горна Юра-Долна Креда): ядчести и интракластични варовици; 2 – Риксенска, Кичерска, Полатенска и Бовска свита (Средна Юра: конгломерати, пясъчници, аргилити и варовици; 3 – Искърска карбонатна група (Долен-Среден Триас): пясъчници, варовици и доломити; 4 – Петроханска теригенна група, Белоградчишка свита (Долен Триас): червено-виолетови пясъчници и конгломерати; 5 – Карловишка и Зелениградска свита (Стефан-Долен Перм): брекчоконгломерати, пясъчници, аргилити, туфи, лави; 6 – Боровишка свита (Стефан): конгломерати, пясъчници, аргилити; 7 – Белоградчишки pluton (Горен Карбон?): биотитови гранити; 8 – Шашки алевролити (Девон?): алевролити и пясъчници; 9 – Струиндолски диабази (Девон?): диабази и туфи; 10 – Средогривски метаморфити (Ордовик?): метаморфозирани конгломерати, пясъчници и шисти; 11 – геоложка граница; 12 – разлом; 13 – разсед; 14 – възсед; 15 – скални монументи "Сбеговете"; 16 – шосе; 17 – черен път; 18 – населено място

Геоконсервационна стойност на местността "Сбеговете"

Гъстотата на скалните фигури по протежение на 18-километровата ивица на Белоградчишките скали е неравномерна. Сред тях се обособяват 4 големи групи (Тронков, Синьовски, 2005). Първата заема най-западната част на ивицата. Най-представителни тук са страховитите, отдалечени от града и трудно достъпни скални фигури, обединени под общото име "Сбеговете" ("Збеговете"). Втората група обхваща скалните монументи в град Белоградчик и неговите непосредствени околности, където са най-популярните фигури "Мадоната", "Ученичката", "Адам и Ева", "Мечето", "Хайдут Велко" и др. Третата група е около Сабубин (Забубин) камък и Латинското кале, между селата Извос и Боровица, а четвъртата група –

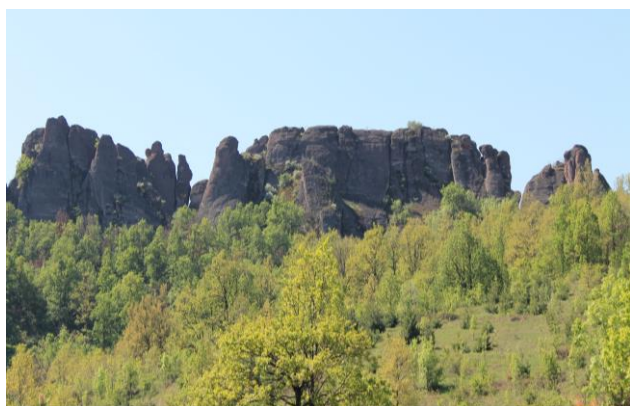
между с. Боровица и Фалков мост. В последната се включва самостоятелната импозантна скала "Боров камък" ("Скала Боровица") и най-източната скална фигура – "Момина скала" или "Торлака" при Фалков мост.

Към ансамбъла на Белоградчишките скали като пета група понякога се включват и аналогичните скални образувания източно от р. Лом. Те са разпространени по билото на Широка планина, между селата Гюрджик от север и Превала, южно от планинското било. Тук се намира и величествената, подобна на огромна купа сено раздвоена скала "Сто овци", описана от Синьовски и др. (2010). Тези скални образувания обаче са значително отдалечени от Белоградчишките. Освен това те имат по-различна морфология, литоложки състав, генезис и възраст: образувани са сред пермските брекчоконгломерати на

Вранската свита, а не в долнотриаските конгломети и пясъчници на Белоградчишката свита.

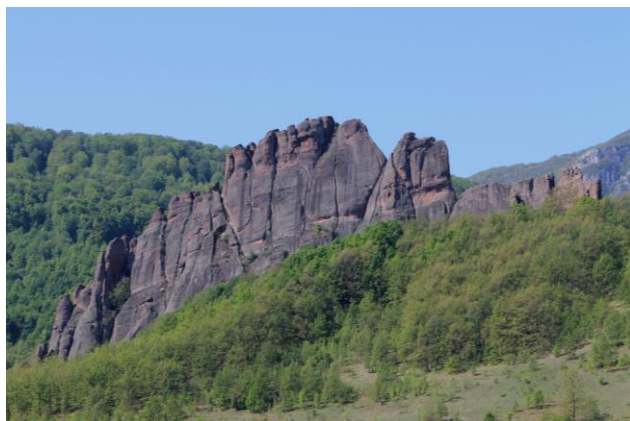
Измежду четирите групи най-многобройни, достъпни, компактни и изящни са скалните фигури от втората група – собствено Белоградчишките скали. Най-известните скални фигури в тази група са добре видими от центъра на Белоградчик или от древната крепост Калето, от местността “Мислен камък” или от терасата на хотел “Скалите”.

За разлика от тях, скалите в местността “Сбег” са доста отдалечени от града и рядко се посещават от туристи. Те са на 4 km от крепостта “Калето” и на 300 m от кота 592,4 на билото между с. Дъбравка и с. Чифлик (фиг. 1). Грандиозните скални монументи, които са впечатляващи дори от високия 113 m Боров камък, са разположени западно и южно от котата.



Фиг. 2. Скалните пирамиди по билото южно от с. Дъбравка се виждат от шосето за Връшка чука и Магурата

Част от разположените по билото скали южно от с. Дъбравка, се виждат от шосето за Магурата и Връшка чука и изглеждат като продължение на скалите при Калето. Те представляват добре оформени скални пирамиди, които коронясват най-високата част и изглеждат по-импозантни отколкото са в действителност (фиг. 2).



Фиг. 3. Най-западната скална група от Белоградчишките скали, с която започват “Сбеговете”, се намира на 1 km ЮЗ от с. Дъбравка

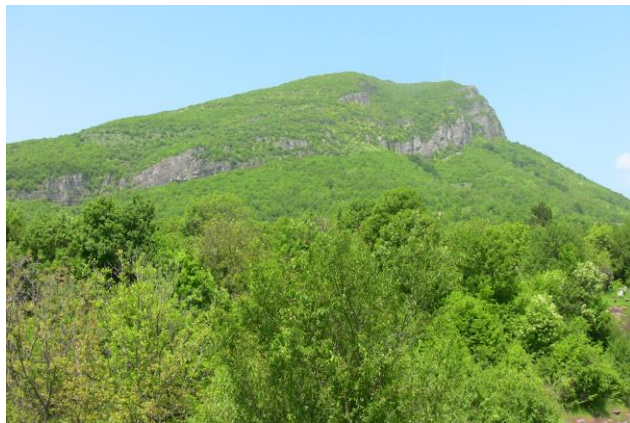
Тук се намира и най-западната част на Сбеговете и на Белоградчишките скали като цяло. Това е скален масив с височина около стотина метра, разположен на 1 km ЮЗ от

с. Дъбравка (фиг. 3). Масивът е монолитен и в него няма оформени отделни скални фигури.



Фиг. 4. Изгледът откъм с. Чифлик впечатлява с неподправената и недокосната природна красота, която доскоро е била недостъпна за широката публика

Най-впечатляващите скали в местността “Сбеговете” са разположени по южния склон и могат да се видят от билото и откъм с. Чифлик (фиг. 4). Тази неподправена и недокосната природна красота доскоро е била скрита за широката публика поради това, че е попадала в граничната зона с бивша Югославия. Въпреки съществуването на маркирана туристическа пътека от Белоградчик до с. Праужда и Ведерника, днес този район все още се посещава рядко и въпреки чудесния ландшафт (фиг. 5), не е придобил популярност сред посетителите на Белоградчишките скали. Вероятно това се дължи на трудния терен и недостъпните скални зъбери, които трябва да бъдат заобиколени за да се достигне до подстъпите на Ведерника. Самият скален венец, в който се намира кота 1124,2 Ведерник, е оформен от варовиците на Западнобалканската карбонатна група (Горна Юра – Долна Креда), която в района на Белоградчик не е поделена на свити. Тя маркира южното бедро на Белоградчишката антиклинала.



Фиг. 5. Скалният венец при с. Праужда, който маркира южното бедро на Белоградчишката антиклинала, е изграден от горноюрските варовици на Западнобалканската карбонатна група

Височината на скалния венец (фиг. 5) не надмáva 50-60 m, но денивелацията в надморската височина между с. Праужда и връх Ведерник е над 700 m и създава впечатление за алпийски релеф. През по-студената част

от годината върхът често е обвит в облаци и наистина създава илюзия за по-голяма денивелация.



Фиг. 6. Южно от билото между селата Дъбравка и Чифлик може да се наблюдава неповторим ландшафт, оформен от червени скални гиганти и буйна растителност в подножието

Най-красивата част от “Сбеговете” се намира южно от билото между Дъбравка и Чифлик. Тук има дори две наименувани фигури: “Кораба” и “Печ”, но те са само малка част от неповторимия ландшафт, оформен от червени скални гиганти и буйни гори в подножието им (фиг. 6).



Фиг. 7. Скалата “Кораба”, разположена на 2,5 km северно от с. Чифлик, наподобява кил на кораб

Скалата “Кораба” е разположена в подножието на “Сбеговете”. В сравнение с величествения скален ансамбъл, който я заобикаля от всички страни, тя изобщо не е впечатляваща. От северната страна, обаче, тя наподобява

кил на кораб и много уместно е наречена “Кораба” (фиг. 7). Скалната група “Печ” е разположена съвсем близо от източната ѝ страна (фиг. 8). Тя представлява скален масив и обединява множество отделни скални скулптури. Корабът и Печ се намират на 2,5 km северно от с. Чифлик и до тях се достига сравнително лесно по черния път покрай дерето северно от селото.



Фиг. 8. Изглед на скалната композиция “Печ” от север

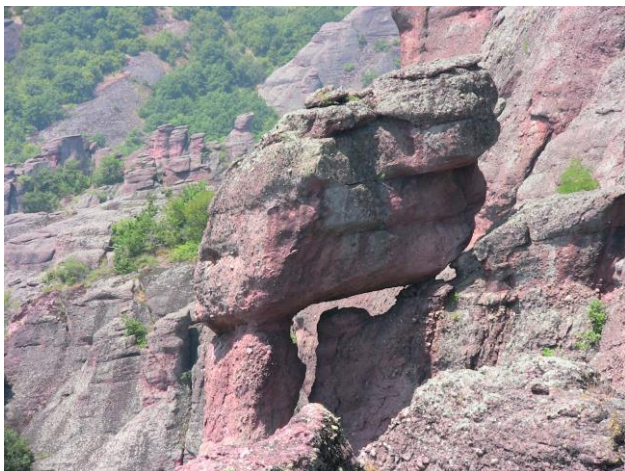
От билото на юг също се открива главозамайващ скален пейзаж (фиг. 8-10), който може да се сравни единствено с гледката от Калето на Белоградчишката крепост. Това са най-впечатляващите скални групи от “Сбеговете”, които нямат аналог в България. Отдалеч те изглеждат слабо разчленени, почти монолитни, но макар и не толкова добре оформени, тук също са образувани скални пирамиди чрез изветряне на скалите по вертикалните пукнатини.



Фиг. 9. Изглед на “Сбеговете” от билото между Дъбравка и Чифлик

Изгледът към най-впечатляващите скални композиции от “Сбеговете” е поразяващ (фиг. 9). Видът на тези непристъпни скали предизвиква едновременно възхищение и учудване от тяхната неизвестност. Въпреки своята естествена красота включването на “Сбеговете” в защитената територия, предложено в Регистъра и кадастъра на геоложките феномени в България (Тронков, Синьовски, 2005) все още не е узаконено с издаването на нова заповед. С обявяването на Геопарк “Белоградчишки

скали” този въпрос може да бъде решен нормативно, без да се налага промяна в предишната заповед за защита. За тази цел е необходимо много добро популяризиране на туристическия маршрут Белоградчик-Ведерник, като се направят и постъпки за построяване на велоалеи до с. Праужда (през Дъбравка) и до с. Чифлик направо през “Сбеговете”. За това ще бъдат необходими доста средства, които биха могли да се осигурят по инфраструктурни проекти или чрез целево финансиране по линия на националните природни забележителности.



Фиг. 10. Скални образувания по източния склон на “Сбеговете” (поглед от билото)

Заклучение

Разработването на първия Национален Геопарк в България се нуждае от значително разширяване на територията на настоящата природна забележителност “Белоградчишки скали”. Местността “Сбеговете” притежава всички естетически качества, необходими за присъединяване на площта към бъдещия геопарк “Белоградчишки скали”. Скоро удивителната природна красота на тази местност, отдалечена само на 4 km от популярните забележителности на Белоградчик, ще я превърне в предпочитана дестинация за геотуризм. За целта е необходимо разработване на добра туристическа инфраструктура в рамките на бъдещия геопарк. Присъединяването на тази площ не само ще обогати скалната феерия на Белоградчишките скали, но може да

се превърне в най-търсената туристическа дестинация в близките околности на град Белоградчик.

Благодарности. Настоящата публикация е принос към Договор ДДВУ 02/72 на Фонд “Научни изследвания”.

Литература

- Ангелов, В., М. Антонов, И. Хайдутков, С. Янев, Д. Тронков, И. Сапунов, П. Чумаченко, Ц. Цанков, Н. Попов, Р. Димитрова, Т. Николов, К. Аладжова-Хрисчева, Л. Филипов. 1995. *Геоложка карта на България М 1:100 000, картен лист Белоградчик*. С., КГМР, Геология и геофизика АД.
- Ангелов, В., М. Антонов, С. Герджиков, И. Климов, П. Петров, Х. Киселинов, Г. Добрев, Д. Синьовски, С. Приставова. 2006. *Геоложка карта на Република България 1:50 000, К-34-21-В (Княжевац) и К-34-22-А (Белоградчик)*. С., МОСВ, Бълг. нац. геол. служба.
- Златарски, Г. 1927. *Геология на България*. Унив. библ., 268 с.
- Тронков, Д., Д. Синьовски. 2005. Белоградчишки скали, гр. Белоградчик.. – *Геология и минерални ресурси*, 12, 10, 23-27.
- Синьовски, Д. 2011. “Сбеговете” – неизвестната част от Белоградчишките скали. – *Геонауки* 2011, 121-122.
- Синьовски, Д. 2012. Белоградчишките скали са козът ни за ЮНЕСКО. Сайт на кампанията “Чудесата на България”; <http://www.bgchudesa.com/интервюта/страница/1.html>
- Тронков, Д. 1981. Стратиграфия триасовой системы в части Западного Средногория (Западная Болгария). – *Geologica Balc.*, 11, 1, 3-20.
- Rec (2004)3 on conservation of the geological heritage and areas of special geological interest.* Council of Europe, Committee of Ministers (5 May 2004, 883rd meeting of the Ministers' Deputies); <https://wcd.coe.int/ViewDoc.jsp?id=740629&Lang=en>.
- Toula, F. 1877. *Geologischen Untersuchungen in westliche Teile des Balkan in den Angrenzenden Gebieten. Ein Geologisches Profil von Osmanien an Arcer über Sveti Nikola Balkan nach Ak Palanka an der Nischava.* – *Sitzungsb. der k. Akad. der Wiss. I. Abth., Wien*, 75, 465-544.
- Tronkov, D., D. Sinnyovsky. 2012. Belogradchik rocks in Bulgaria – geological setting, genesis and geoconservation value. – In: *Geoheritage*. Springer (in press).

РУДНАТА МИНЕРАЛИЗАЦИЯ И ТЕХНОЛОГИЧНИ ИЗСЛЕДВАНИЯ ЗА ОБОГАТЯВАНЕ НА РУДА ОТ ЗЛАТНО РУДОПРОЯВЛЕНИЕ ВЛАДИМИРОВО, ТОПОЛОВГРАДСКО

Страшимир Страшимиров¹, Цветана Желева², Стефан Стаменов³, Сергей Добрев¹

¹Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; sbs@mgu.bg; sergeydobrev@gmail.com

²Болкан Минералс енд Майнинг АД, 1000 София; zheleva@dpm-grop.com

³Екотех Консулт ЕАД, 1111 София; stamenov@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. В работата са дадени кратки сведения за геоложкия строеж и металогенната позиция на златното рудопроявление Владимирowo, Тополовградско. Върху представителна проба от находището са извършени минераложки изследвания за определяне на рудните минерали и формите на присъствие на златото и са проведени лабораторни изпитания за определяне на подходящ технологичен режим за обогатяване на рудата. Въз основа на извършените изследвания се прави заключение, че основен носител на злато в рудопроявлението е самородното злато, съдържащо в ниски количества като елементи-примеси сребро и мед. Самородното злато е фино-зърнесто и е представено от дендритовидни агрегати или зърна с неправилна форма и размери от 20-30 до 250 μm . Като рудни минерали в твърде ограничени количества в пробата се установяват също така пирит, халкопирит, галенит, сфалерит, тенантит-тетраедрит, марказит, азурит и железни хидроксиди. В резултат на изследванията на този етап се предлага като най-подходяща схема гравитационното отделяне на разкритото свободно злато в цикъла на смилане на рудата. Направена е препоръка в бъдеще да се извършат лабораторни и полупромишлени изследвания за изясняване влиянието на параметрите на смилане на рудата върху количеството и качеството на гравитационно отделения концентрат. Като най-подходящ апарат за гравитационно обогатяване на дребнозърнесто свободно злато се предлага Нелсоновия концентратор, който има висока степен на извличане до 90%. В заключение са предложени 4 схеми за бъдещи полупромишлени изпитания за обогатяване на рудата с оглед достигането на най-висока степен на извличане на полезния компонент.

ORE MINERALISATION AND TECHNOLOGICAL STUDIES FOR MINERAL PROCESSING OF THE ORES FROM GOLD OCCURRENCE VLADIMIROVO, TOPOLOVGRAD REGION

Strashimir Strashimirov¹, Tsvetana Zheleva², Stefan Stamenov³, Sergey Dobrev¹

¹University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; sbs@mgu.bg; sergeydobrev@gmail.com

²Balkan Minerals and Mining Ltd, 1000 Sofia; zheleva@dpm-grop.com

³Ecotech Consult, Ltd, 1111 Sofia; stamenov@mgu.bg

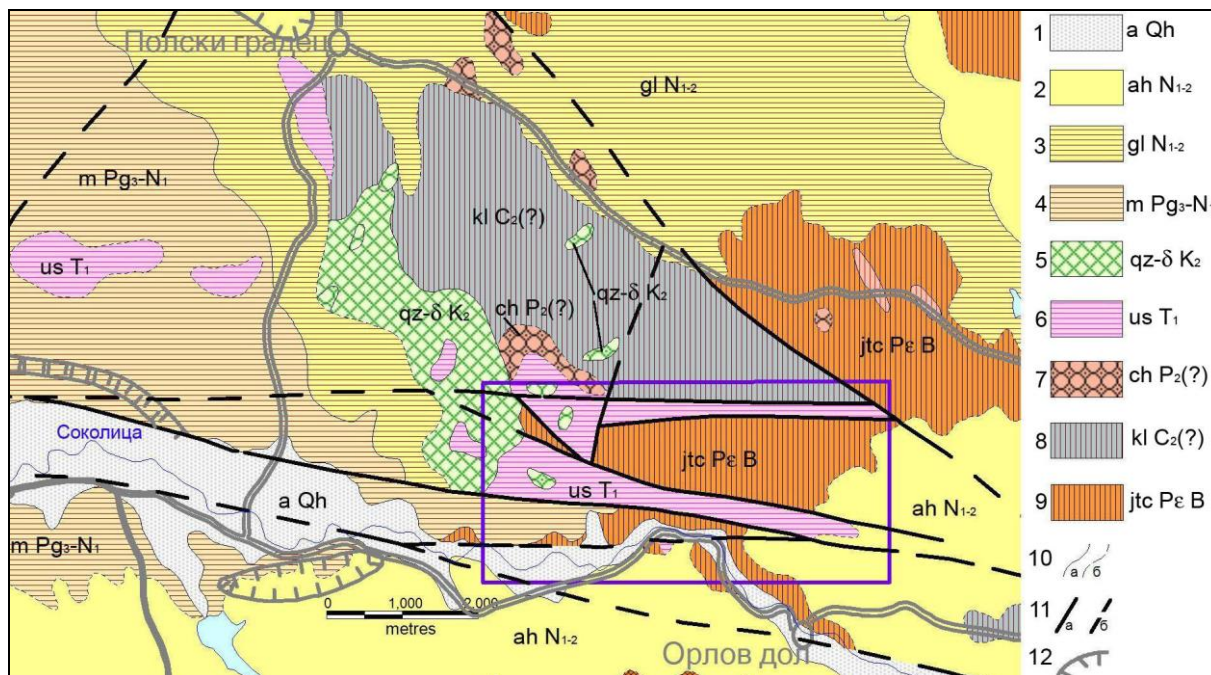
ABSTRACT. Brief notes about the geology and metallogenic position of the Au ore occurrence Vladimirovo, Topolovgrad region, are provided in the recent paper. Mineralogical studies for determination of ore minerals and the forms of gold presence as well as laboratory tests for proper technological regime for ore beneficiation are realised on representative probe from the occurrence. Results obtained suggest that the main carrier of gold in ores is the native gold, which contains low concentration of silver and copper as trace elements. Native gold is fine-grained and it is presented by dendrite-like aggregates or grains of irregular shape and size within 20-30 to 250 μm . Pyrite, chalcopyrite, galena, sphalerite, tennantite-tetrahedrite, marcasite, azurite and iron hydroxides in minor quantities also present in ores. As a result from laboratory tests it is suggested gravitational separation of liberated free gold in the cycle of ore milling as the most proper scheme for ore processing. Further laboratory and semi-industrial tests for determination of the exact parameters of ore milling and their influence to quantity and quality of the concentrate are proposed. Knelson concentrator as the most suitable device of gravitational beneficiation of fine-grained gold is proposed. It guarantees high grade of gold extraction (up to 90%). Four schemes for further semi-industrial tests for ore beneficiation in respect of establishing the highest grade of gold extraction are proposed as conclusions of this study.

Въведение

В резултат на металогенно-прогнозни изследвания за злато в площ "Полски градец" – "Гранитово" през 1989 г. около афлориментите на Гранитовския, Каменоречкия и Полскоградецки плутони са набелязани перспективни участъци за търсене на орудявания от благородни метали (Скендеров и др.1994).

През 1991-1993 година проведените търсещи работи от "Геостройкомплект" ЕООД в тези райони установяват кварц-полиметална минерализация със съдържание на злато от 0.1 g/t до 92.0 g/t.

В периода 2003-2005 година "Айвънхоу Хероуърд България" ЕАД провеждат търсене и проучване в площ



Фиг. 1. Геоложка карта на района на рудопроявление Владимирово (по Кожухаров и др. 1994). 1 – Алувиални образувания – руслови и на заливните тераси: чакъли, пясъци, глини (холоцен); 2 – Ахматовска свита: чакъли, пясъци, глини (миоцен-плиоцен); 3 – Гледачевска свита: глини, варовици (миоцен-плиоцен); 4 – Маришка свита: глини, пясъци, въглищни шисти, въглища (миоцен-г. олигоцен); 5 – Кварцдиорити (г. креда); 6 – Устремска свита: редуване на метапясъчници, кварц-слюдени шисти, слюдени кварц-карбонатни шисти, мрамори (д. триас); 7 – Черноговорска брекчоконгломератна свита: метаконгломерати (перм?); 8 – Клокотнишка грауваково-шистозна свита: метаграуваки, метапясъчници, метаалевролити, калкошисти (г. палеозой); 9 – *Прародопска надгрупа, Ботурченска група*: Жълтичалска пъстра свита: гнайсошисти, шисти и гнайси с прослойки от ортоамфиболити, кварцити, тела от метаултрабазити и др. (архай-д. протерозой); 10 – литостратиграфска граница: а) – установена, б) – предполагаема; 11 – разсед; разлом с неустановен характер: а) – установен, б) – предполагаем; 12 – свлачище

“Полски градец”, в която се намира районът на рудопроявление Владимирово. Понастоящем площта се проучва от Болкан Минералс енд Майнинг, АД. Целта на настоящите изследвания е да се установи формата на присъствие на златото в рудопроявление Владимирово, Тополовградско и да се проведат предварителни лабораторни експерименти за набелязване на възможна оптимална технология за извличането му.

Геоложки строеж на района на рудопроявлението

Площ “Владимирово” попада в северозападните крайни части на Тополовградската синклинала. В геоложкия строеж на района вземат участие следните формации: архай-протерозойски(?), палеозойски, триаски, горнокредни, палеогенски и неогенски.

Архай – протерозой(?)

Жълтичалска пъстра свита (jtc Pε B) (Кожухаров, 1987). Скалите ѝ се разкриват в тектонски блок северно от с. Орлов дол. Изградена е от двуслюдени и мусковитови гнайси, гнайсошисти и шисти, с различно дебели прослойки от слоисти и масивни амфиболити, аплитонидни мусковитови лептинити, графитоносни кварцити, дребно-до среднозърнести биотитови гнайси и будинирани тела и лещи от метаултрабазити.

Палеозой

Клокотнишка грауваково-шистозна свита (kl C2?) (Kozuharov, Savov, 1972). Представена е предимно от среднозърнести метаграуваки, сред които се срещат

прослойки от метааркози и филитоидни шисти, а също така на отделни изолирани участъци и прослойки от метаморфозирани дребно- до средночакълни кварцови конгломерати и предимно кварцови метапясъчници.

Черноговорска брекчоконгломератна свита (chP2) (Кожухаров и др., 1968). Брекчоконгломератите се установяват около вр. Голям Яран. Свитата е изградена от среднокъсови метаконгломерати. Скалите са метаморфозирани в зеленошистен фациес. Възрастта им условно се приема за пермска по взаимоотношенията с Клокотнишката свита, върху която се разполагат и по това, че са покрити от триаските скали на Палеокастренската и Устремската свита.

Триас

Устремска свита (us T1) (Чаталов, 1985). Представлява редуване на по-фини теригенни седименти с карбонатни утайки. Има разнообразен скален състав, представен от неравномерно редуване на кварц-калцит-слюдени шисти, мрамори, метааркози, двуслюдени кварцови шисти, метакварцити и амфиболити.

Горнокредни магмените скали (qz-δK2)

Това са гранити, гранодиорити и кварцдиорити, изграждащи Градецкия плутон, който е сравнително малко магмено тяло, вложено дискордантно сред метаседиментите на палеозоя и триаса (Сакарски тип) между махала Владимирово и с. Полски градец. Горнокредните интрузивни скали в площта образуват тесни контактни

ореоли сред вместващите ги скали. Контактно изменените скали са представени от хорнфелзи и скарни.

Неозой

Палеоген-неогенските седименти са представени от глини, пясъци, въглищни шисти, мергели варовици.

Тектонски строеж

В регионалния структурен план площ „Владимирово“ попада в западната част на Странджанската зона. В района на селата Орлов дол-Светлина-Полски градец се намира сложно нагната структура, силно разкъсана от редица надлъжни и напречни разломи, което и придава разломно-блоков характер, която най-общо може да се дешифрира като фрагмент от интензивно деформирана антиформа, удължена в СЗ-ЮИ направление.

В ядката на антиформата се откриват висококристалинни метаморфити на Жълтичалската свита и метаседименти на Клокотнишка и Черноговорска свити. В реликтите на южното бедро и в западната периклинала са установени скалите на Устремската свита. Като цяло структурата е полегнала на СИ, като северното бедро е закрито от неозойските седименти на Източномаришкото понижение.

Развивните структури, развити в района между селата Светлина, Орлов дол и Полски градец, оформят характерния му блоков строеж. Проявени са разломи от: Маришката система (90-110°) – например по долината на р. Соколица, от Берковската система (120-140°), от субмеридионалната система (0-10°) и от Твърдишката система (20-35°).

В зоната на пресичане на система от разломи от субмеридионалната и субекваториалната посока е внедрен Градецкия плутон, с който най-вероятно е свързана хидротермалната дейност и минерализацията.

Металогения

В района са известни седиментни находища на уран (някои от тях молибденсъдържащи), хидротермални рудопроявления на волфрам и молибден, злато-полиметали и железни. В резултат на проведените геолого-проучвателни работи в периода 2003-2005 г. в района на селата Владимирowo и Орлов дол е установен нов тип златно орудяване. То е свързано с интензивно окварцяване в метакarbonатите на долния триас (доломитни мрамори и калкошисти). Тексурите на кварца и проявата на хидротермална брекча се интерпретират като указващи епитермални условия на образуване. Наличието на фино- до среднозърнест хидротермален carbonat и кварц и отсъствието на какъвто и да е признак за скарнова минерална формация означава, че хидротермалната система е била активна при сравнително ниски температури (около и под 300°C).

Златната минерализация в рудопроявление „Владимирово“ е близка по характер с минерализацията тип „Карлин“ или с дистален тип минерализация, образувана при заместване в carbonatни скали (distal carbonate replacement style mineralization) и е предимно резултат от процесите на сулфидизация от флуиди, свързани с вместването на Полскоградецкия плутон през горната

креда – по аналогия с този тип минерализации в щата Невада (Hofstra et al., 1999).

Материал и методика

Изследванията са проведени върху 15 kg проба от рудопроявлението, като е използвана лабораторната база на ЕВРОТЕСТ – КОНТРОЛ АД и ЦНИЛ „Геохимия“ към МГУ „Св. Иван Рилски“.

Макроскопското наблюдения на предоставената рудна проба не установи наличие на видима рудна минерализация, поради което минералния състав е изследван в извлечения концентрат, получен чрез набогатяване на концентрационна маса.

Изходната проба (2.0 kg) след трошене с челюстна трошачка е подложена на мокро смилане (5 min) в топкова мелница. Отделена е фракция –1 mm, от която след обогащане на концентрационна маса е получен концентрат „А“ (Проба 9711-а – 168.1 g) (виж фиг. 2). Фракцията +1mm след допълнително смилане в топкова мелница също е обработена на концентрационна маса, като е получен концентрат „В“ (382 g). Цялото количество концентрат „А“ и част от концентрат „В“, след квартоване (Проба 9711-b – 115 g) са разделени с тежка течност (бромoформ – CHBr₃, отн. тегло – 2.9 g/cm³) на лека и тежка фракции (съответно проба 9711-a/лека – 167.1 g и проба 9711-a/тежка – 1.013 g, както и проба 9711-b/лека – 114.9 g и проба 9711-b/тежка – 0.112 g). Тежките фракции са разделени на тежка магнитна фракция (проба 9711-a/тежка/магнитна – 0.941 g и проба 9711-b/тежка/магнитна – 0.105 g) и тежка немагнитна фракция (проба 9711-a/тежка/немагнитна – 0.072 g и проба 9711-b/тежка/немагнитна – 0.007 g) чрез „редкоземен“ (NdFeB) изключително силен магнит (фиг. 2). Получените тежка магнитна и тежка немагнитна фракции са изучавани с помощта на бинокулярен стереомикроскоп „Olympus SZ61“ при увеличения до 45x, след което от тях са изработени брикети чрез спояване с полиестерна смола, които са полирани и изследвани в поляризирана отразена светлина с микроскоп „Meiji 9430“. Количествени определения за състава на самородното злато са осъществени със сканиращ електронен микроскоп JEOL JSM 35 CF с рентгеноспектрален анализатор Tracor Northern TN 2000 EDEX в лабораторията на „ЕВРОТЕСТ – КОНТРОЛ“ АД, София.

За определяне на химичния състав на изходната проба е проведен AES-ICP анализ, при който са анализирани 21 елемента и пробирен анализ за златото, както и фазов анализ за определяне на съдържанието на злато и неговата форма в пробата.

Резултати от изследванията

Както бе отбелязано по-горе, в предоставената за изследване проба не се установява макроскопски видима рудна минерализация, поради което не бе възможно избирането на участъци за подготовка на полирани препарати. Изследванията за минералния състав на рудата бяха проведени върху получените концентрати А и В за получаване на изкуствен шлих съответно в тежка немагнитна и тежка магнитна фракции, които са наблюдавани със стереомикроскоп при различни увеличения. Впоследствие от различните фракции са

изработени споени препарати за наблюдение с микроскоп в отразена светлина. При направените изследвания се установява следния минерален състав, отразен по-долу:

A1. Концентрат А, тежка немагнитна фракция

а) наблюдения в стереомикроскоп

При наблюденията със стереомикроскоп (бинокулярна лупа) в пробата се установяват следните минерали: самородно злато, пирит, гранат, кварц, железни хидроксиди, сфалерит и азурит. Възможно е да присъстват и други нерудни минерали, които е трудно да бъдат прецизно диагностирани по техните оптически свойства при изследванията със стереомикроскоп.

Гранатът се среща под формата най-често на изометрични слабо заоблени зърна с размери от 100 до над 300 μm . Цветът им е кафеникав, наблюдават се срастъци на граната с кварц или с кварц и железни хидроксиди. В стереомикроскопа е невъзможно да се определи точната видова принадлежност на гранатите, но изхождайки от специфичния им цвят, може да се предполага, че те се отнасят към групата на андрадита или grosulara.

Кварцът също присъства в концентрата, както под формата на самостоятелни зърна, така най-често и в срастъци със сулфиди или гранат. Рядко се среща в срастъци със самородното злато.

Пиритът е най-разпространения руден минерал в изследвания концентрат. Оформя най-често самостоятелни изометрични или слабо удължени зърна, срещат се и индивиди с кубична форма и добре оформени кристални стени, типични за този минерал (фиг. 3а). Размерите на пиритовите зърна и кристали са обикновено в диапазона 100-250 μm .

Сфалеритът и азуритът имат съвсем ограничено разпространение в изследвания концентрат. Установени са като единични зърна с твърде малки размери (фиг. 3д). Азуритът е определен по характерния си яркосин цвят, наблюдава се като налеп върху зърно от сфалерит и е образуван най-вероятно при супергенна промяна на халкопирит, асоцииращ със сфалерита.

В изследвания концентрат се установяват сравнително голям брой зърна от самородно злато. На фиг. 3б са показани по-характерни морфоложки форми на установените златинки. Срещат се както дендритовидни, така и изометрични слабо заоблени златинки или такива с удължена форма. Възможно формата на част от последните два типа да е резултат от процесите на механично въздействие върху златинките по време на трошенето и смилането на пробата. Размерите на повечето от златинките варират между 50 и 150 μm . Характеризират се с ярко жълт цвят, срастъци с други минерали (предимно кварц) се установяват рядко.

б) наблюдения на споени препарати с микроскоп в отразена светлина

В полирани препарати от този концентрат като рудни минерали се установяват самородно злато, пирит,

халкопирит, марказит, тенантит-тетраедрит, сфалерит и железни хидроксиди. От нерудните минерали със сигурност може да се потвърди присъствието на ограничено количество кварц.

В препарата са установени идиоморфни кристали от пирит изцяло променен в железни хидроксиди. Размерите на подобни кристали по правило са твърде големи около и над 500 μm . Видовата принадлежност на железните хидроксиди също така не може да се диагностира с точност в отразена светлина, но може да се предполага, че те се отнасят към групата на гъотита и хидрогъотита. Червеникаво-жълтеникавото оцветяване, наблюдавано макроскопски, подсказва за присъствието на лимонит и хематит.

Наблюдаваните зърна от самородно злато в полираните препарати са най-често с изометрични очертания в прерези по форма близки до квадратните. Някои от наблюдаваните стени на златинките са слабо назъбени, което показва, че може би те са деформирани в процеса на обработка на пробите. Размерите им варират от 50 до 100 μm . Проведените количествени рентгеноспектрални микроанализи показват, че златинките се характеризират като високопробни. Установеното съдържание на сребро в тях е в границите 1.77-7.44 тегл. % (Табл. 1), което номинира изследваните фази като самородно злато. Като постоянен елемент-примес, макар и в много ниски количества (0.32-0.61 тегл. %) присъства мед.

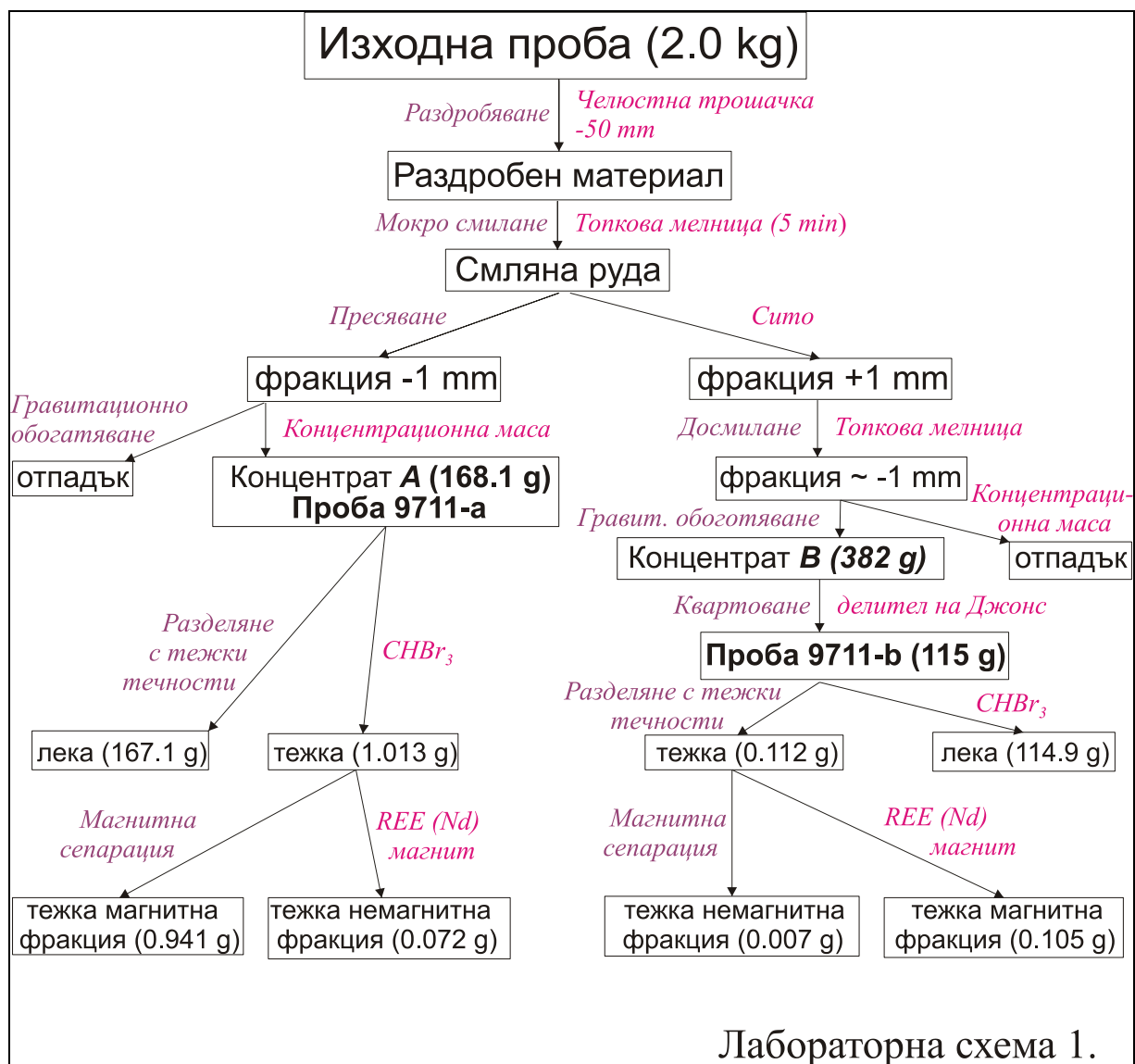
Железните хидроксиди имат относително често присъствие в препарата. Представени са като агрегати заместващи пиритни зърна, както може да се съди по реликтови форми близки до характерните за пирита или неправилни по-форма агрегати, в които могат да се различат две или три отделни фази, характеризиращи се с различен сив цвят.

Халкопиритът има ограничено разпространение под формата на единични зърна попаднали в концентрата. Наблюдава се в агрегати с неправилна форма, в някои случаи частично изронени в резултат на обработката на пробата (фиг. 3ф).

A2. Концентрат А, тежка магнитна фракция

При направените наблюдения на проба от тежката магнитна фракция със стереомикроскоп в нея се установят единствено железни хидроксиди и артефакти (железни стружки) попаднали в пробата в процеса на нейната обработка. На фигура 3г са показани характерни за магнитната фракция артефакти.

В направените споени полирани препарати от концентрата се установяват железни хидроксиди, галенит, пирит и артефакти. На фигура 3г е показан срастък от сравнително голямо късче (размери по диагонала около 400 μm) от галенит в срастък с пирит, оконтурени от ивица железни хидроксиди от външната си страна, в резултат на което, срастъкът е попаднал в магнитната фракция.

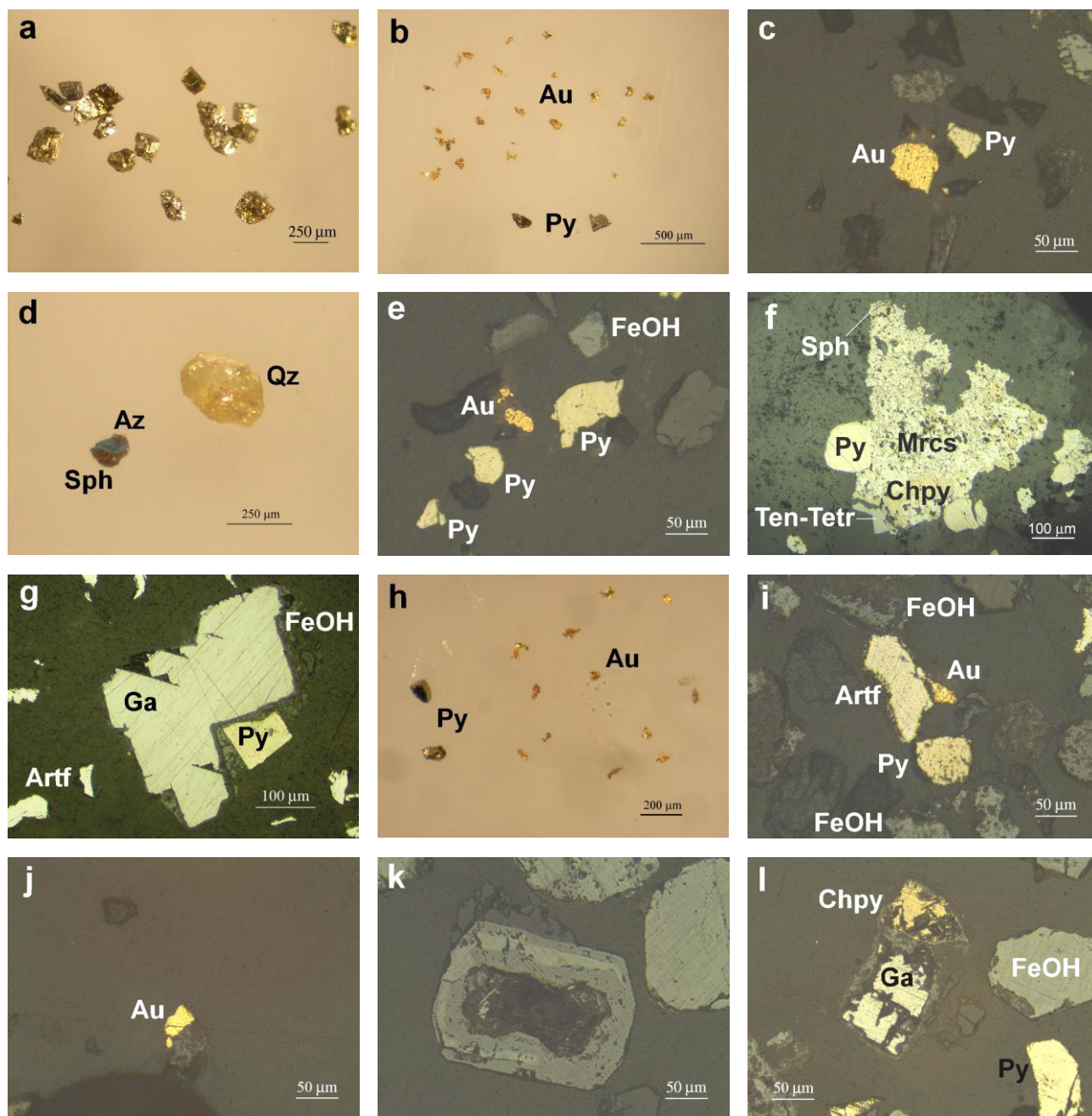


Фиг. 2. Лабораторна схема за обработка на пробата

Таблица 1.

Резултати от микросондови анализи на Au в споени полирани препарати от рудопроявление Владимирово

Анализ №	Проба	Съдържания [%]				Формула
		Au	Ag	Cu	Сума	
1	A-1-2	91.90	7.44	0.43	99.77	Au _{0.86} Ag _{0.13} Cu _{0.01}
2	A-1-2	97.70	1.77	0.32	99.78	Au _{0.96} Ag _{0.03} Cu _{0.01}
3	B-1	91.61	7.38	0.61	99.60	Au _{0.86} Ag _{0.12} Cu _{0.02}



Фиг. 3. Микрофотографии на препарати от рудопроявление Владимирowo (a, b, d, h – стереомикроскоп; c, e, f, g, i, j, k, l – отразена светлина, N II; a, b, c, d, e, f, g – концентрат А, тежка/немагнитна фракция; h, i, j, k, l – концентрат В, тежка/немагнитна фракция): a – зърна и кристали от пирит; b – различни по форма златинки, в долната част на кадъра – две зърна от пирит; c – изометрична пластинка от самородно злато, в съседство – пирит; d – зърно от сфалерит с налеп от азурит до кварц; e – две златинки с неправилна форма, 3 зърна от пирит и късче от железни хидроксиди; f – срастък от пирит, халкопирит, марказит, тенантит-тетраедрит и сфалерит, срастнали с кварц; g – фрагмент от галенитов кристал в срастък с пирит, оконтурени от железни хидроксиди; (белите зърна с неправилна форма са артефакти – стружки); h – златинки с различна форма и големина, вляво – две зърна от пирит; i – самородно злато с неправилна близка до триъгълна форма в съседство с артефакт и пирит, в страни от центъра – железни хидроксиди; j – две златинки до агрегат от железни хидроксиди; k – идиоморфен кристал от пирит, изцяло променен в железни хидроксиди (различни нюанси на сиво); l – срастък от галенит и халкопирит, вдясно от центъра – агрегат от железни хидроксиди, а в долната част – пирит. Съкращения: Az – азурит, Au – самородно злато, Chpy – халкопирит, FeOH – железни хидроксиди, Ga – галенит, Mrcs – марказит, Py – пирит, Sph – сфалерит, Ten-Tetr – тенантит-тетраедрит, Artf – артефакт

В1. Концентрат В, тежка немагнитна фракция а) наблюдения в стереомикроскоп

Минералният състав на тежката немагнитна фракция при изследванията в стереомикроскоп е доста сходен с този установен в концентрат А. Главните рудни минерали наблюдавани тук са самородно злато, пирит и железни

хидроксиди. От нерудните минерали присъстват кварц, гранати и други.

Самородното злато е под формата на голям брой фини златинки с неправилна, понякога дендритовидна или слабо сплесната форма (фиг. 3h). Рядко се наблюдават срастъци на самородното злато с кварц. Размерите на златинките са

подобни на тези описани при концентрат А и са в диапазона 30-40 до 150-200 μm . В единични случаи, най-вече когато са в срастъци с кварц, размерите на подобни агрегати достигат и до 250 μm . Следва да се отбележи, че като цяло броят наблюдавани златинки в концентрат В е значително по-малък от този в концентрат А.

Пиритът се среща обикновено като изометрични слабо заоблени зърна установява се и присъствие на железни хидроксиди, развити най-вероятно по пирита.

б) наблюдения на полирани препарати с микроскоп в отразена светлина

В изготвените споени полирани препарати от тежката немагнитна фракция на концентрат В като рудни минерали се установяват – самородно злато, пирит, галенит, халкопирит и железни хидроксиди. Самородното злато е наблюдавано като късчета с неправилна форма и сравнително фини размери – до 50-60 μm (фиг. 3i и 3j). Като цяло може да се отбележи, че размерите са относително по-малки в сравнение с тези на златинките наблюдавани в полираните препарати от тежката немагнитна фракция на концентрат А, което може да се обясни с допълнителната обработка на пробата, при която е твърде вероятно да се получава допълнително пресмилане на златинките. Проведените рентгено-спектрални анализи показват аналогичен състав на златинките с тези от описания по-горе концентрат А. И тук съдържанието на сребро е под 10% (7.38 тегл. %, Табл. 1), а като елемент-примес присъстват ниски съдържания на мед (до 0.61 тегл. %). Пиритът и галенитът се наблюдават сравнително рядко, най-често като единични зърна (фиг. 3i и 3j)

Железните хидроксиди имат постоянно и устойчиво присъствие в концентрата. формата на добре оформени кубични кристали с размери до няколко стотин μm (фиг. 3k и 3l).

Възможности за обогатимост на предоставената проба на база на минераложките изследвания и направените анализи

При изучаването на вещественият състав на рудата се установи, че тя е твърде слабо рудно минерализирана и в нея практически интерес представляват само съдържанията на злато – 8.6 g/t и по-малко на среброто – 1 g/t. Съдържанието на олово, на цинк и мед в рудата е ниско – в рамките до 50 g/t и не представлява практически интерес. Вместващата скала е представена от силно окварцена и частично хематизирана основна маса, за точното определяне, на която са необходими допълнителни петрографски изследвания.

Самородното злато присъства основно под формата на зърна или фрагменти от зърна и се наблюдава предимно в свободна форма или като срастъци с кварц. Самородното злато съдържа като елемент-примес само сребро (до 7.44%) и мед (до 0.61%) (Табл. 1). Размерите на отделните златинки варират от 20-30 до 250 μm , като основно преобладават златинките с размери от 50 до 150 μm .

Възможно е малка част от златото да присъства и под формата на т. н. “невидимо” злато – като микровключения в кристалната решетка на съпътстващи рудната минерализация фази. По данни от фазовия анализ се вижда, че при висока степен на смилане (95% – 0,08 mm) златото в по-голямата си част е напълно разкрито – 63% и подлежи на различни методи на обогатяване.

По технологична, икономическа и екологична оценка тези данни определят като възможно най-подходяща гравитационна схема на обогатяване. С използването само на гравитационна схема на обогатяване може да се гарантира минимално извличане на злато от 60% и постигане на по-високо в широки граници. От фазовия анализ се установява, че частта на цианируемостта злато или частично разкритото злато в остатъка след отделяне на разкритото свободно злато е също много висока – 32%, и благоприятства за постигането на висока степен на извличане при използването на традиционните методи на обогатяване.

Количеството на финодисперсното, труднообогатимо злато, което обуславя евентуалните загуби в отпадъка е ниско и е в рамките на 2-4%.

По литературни данни и практиката за обогатяването на аналогични руди, приложение намират следните методи: гравитационно обогатяване за извличане на едрото самородно злато, флотация за дребното, в срастъци със сулфиди и финодисперсно злато; извличане на златото чрез цианиране

На този етап на изследване се предлага като най-подходяща схема гравитационното отделяне на разкритото свободно злато в цикъла на смилане на рудата. В следващи етапи трябва да се извършат лабораторни и полупромишлени изследвания за изясняване влиянието на параметрите на смилане на рудата върху количеството и качеството на гравитационно отделения концентрат. Като най-подходящ апарат за гравитационно обогатяване на дребнозърнесто свободно злато предлагаме Нелсоновия концентратор, който има висока степен на извличане до 90%.

Рудата може да се обогатява и по флотационен път с употреба на реагенти като сода, водно стъкло, калиев изобутилов ксантогенат и борово масло. Преди флотацията е необходимо фино смилане на рудата до 95% съдържание на класата – 0,08 mm в смления продукт.

Флотацията би протичала най-добре в неутрална или слабо алкална среда, която да е създадена с добавянето на сода. За депресия на кварца да се подава водно стъкло.

Като събирател при флотацията може да се използва калиев изобутилов ксантогенат. Поради отсъствието на сулфиди, които да стабилизират пясната е необходимо подаването на пенител в голямо количество до 100 g/t. Това обаче би намалило извличането на флотируемостта злато, както и неговото съдържание в концентрата.

Въз основа на резултатите от предварителните анализи и обективните условия за реализация на промишлена

технология, както и на опита на авторския колектив при подобни разработки, може да се определи като най-перспективна схема за промишлено приложение – гравитационното обогатяване на свободното злато с използването на Нелсонов концентратор.

В полупромишлени условия може да бъде експериментирано гравитационно извличане на златото по следните приложими за конкретния случай схеми:

Схема I – двустадийна схема на смилане с автогенна и топкова мелница, хидроциклон и гравитационно обогатяване на свободното злато през 7.5" Нелсонов концентратор;

Схема II – двустадийна схема на смилане с автогенна и топкова мелница, хидроциклон и гравитационно обогатяване на свободното злато през 7.5" Нелсонов концентратор с увеличаване степента на смилане;

Схема III – двустадийна схема на смилане с автогенна и топкова мелница, два хидроциклона (контролно хидроциклонизиране) и гравитационно обогатяване на свободното злато през 7.5" Нелсонов концентратор с цел повишаване степента на смилане

Схема IV – едностадийна схема на смилане с топкова мелница, спирален класификатор, два хидроциклона и гравитационно обогатяване на свободното злато през 7.5" Нелсонов концентратор

Възможна е комбинирана схема за гравитационно-флотационно обогатяване, която да позволи извличането на едрото свободно злато от рудата в гравитационния концентратор и последваща флотационна схема. При това сумарното извличане на златото от рудата може да нарастне с 10 до 20%.

Възможно е агитационно-цианидно извличане на благородните метали от рудата при време на третиране от 16 до 48 часа и степен на смилане до 95% класа –0.08 mm. Трябва да бъдат изследвани технологичните параметри: степен на смилане, време на цианиране; концентрация на разтвора на натриевия цианид; разход на натриев цианид, вид и разход на окислител. За ефективността на процеса се съди по съдържанието на благородни метали в твърдата фаза след цианиране, откъдето се изчислява степента на извличане на благородни метали в разтвора на натриевия цианид. Възможно достигане на извличане на златото от 90 до 98%.

Изводи и заключение

В резултат на проведените минераложки и технологични изследвания за обогатяване на рудната проба от площ Владимирова, може да се заключи, че основен носител на злато в рудопроявлението е самородното злато, съдържащо в ниски количества като елементи-примеси

сребро и мед. Самородното злато е финозърнесто и е представено от дендритовидни агрегати или зърна с неправилна форма и размери от 20-30 до 250 μm . Като рудни минерали в твърде ограничени количества в пробата се установяват също така пирит, халкопирит, галенит, сфалерит, тенантит-тетраедрит, марказит, азурит и железни хидроксида.

В резултат на изследванията на този етап се предлага като най-подходяща схема гравитационното отделяне на разкритото свободно злато в цикъла на смилане на рудата. В следващи етапи на изследване трябва да се извършат лабораторни и полупромишлени изследвания за изясняване влиянието на параметрите на смилане на рудата върху количеството и качеството на гравитационно отделения концентратор. Като най-подходящ апарат за гравитационно обогатяване на дребнозърнесто свободно злато се предлага Нелсонов концентратор, който има висока степен на извличане до 90%.

В заключение са предложени 4 схеми за бъдещи полупромишлени изпитания за обогатяване на рудата с оглед достигането на най-висока степен на извличане на полезния компонент.

Литература

- Кожухаров, Д. 1987. Литостратиграфия и строение докембрия в ядре Белореческого поднятия в Восточных Родопях. – *Geologica Balc.*, 17, 2, 15-38.
- Кожухаров, Д., И. Боянов, С. Савов. 1968. Геология на областта между село Клокотница и град Марица, Хасковско. – В: *Юбил. геол. сб.*, С., БАН, 37-50.
- Кожухаров, Д., С. Савов, Г. Чаталов, Е. Кожухарова, И. Боянов, Е. Челебиев. 1994. *Геоложка карта на България М 1:100000, к.л. Тополовград*. С., КГМР, Геология и геофизика, АД (карта и обяснителна записка).
- Скендеров, Г., С. Добрев, В. Костов, М. Узунова. 1994. Металогенни особености на района Полски Градец-Гранитово и перспективи за търсене на златни и волфрамови орудявания. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 55, 1, 121-131.
- Чаталов, Г. 1985. Принос към стратиграфията и литологията на палеозойските и триаските скали в Светиилийските височини. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 46, 1, 53-70.
- Hofstra, A. H., L. W. Snee, R. O. Rye, H. W. Folger, J. D. Phinisey, R. J. Loranger, A. R. Dahl, C. W. Naeser, H. J. Stein, M. Lewchuk. 1999. Age constraints on Jeritt Canyon and other Carlin-Type gold deposits in the Western United States – relationship to Mid-Tertiary extension and magmatism. – *Econ. Geol.*, 94, 6, 769-802.
- Kozuharov, D., S. Savov. 1972. Stratigraphic correlation of the upper Carboniferous sediments from the Istanbul area and the metamorphosed arkoses and greywakes from the Haskovo district. – *Comp. Rend. Acad. Bulg. Sci.*, 25, 5, 661-664.

“МЕТОД НА ОГРАНИЧИТЕЛНИТЕ ПОВЪРХНИНИ” – ВЪЗМОЖНОСТИ ЗА КОМПЮТЪРНО МОДЕЛИРАНЕ ПРИ ИЗЧИСЛЯВАНЕТО НА ЗАПАСИ ОТ ИНДУСТРИАЛНИ МИНЕРАЛИ И СКАЛИ

Димитър Съчков, Иван Димитров

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; DimitarSachkov@gmail.com

РЕЗЮМЕ. В България се използват прости методи за изчисляване на запаси от полезни изкопаеми. Например, такива са – методът на геоложките блокове и методът на вертикалните разрези. Тези методи са приложими единствено за находища със слаба изменчивост. Тук е представен метод, неизползван досега в геоложката практика, наречен “Метод на ограничителните повърхнини”. Изразява се в изчисление на обемите на множество “елементарни” тела, ограничени от моделирани в GIS или CAD/TIN повърхнини, за създаването на които се използва значително по-голямо количество данни. Ръчното създаване на повърхнини и проверка при изчислението на обеми, заключени между сложни тримерни повърхнини е твърде трудоемко, затова метода не се е прилагал досега. Тук са показани стъпките на работа при компютърното генериране на ограничителни повърхнини и изчисляването на обемите между тях. Развита е последователност от стъпки за работа и проверка на резултатите, като се предлага схема за опростяване на данните, за преглед на достоверността на компютърните изчисления.

“THE METHOD OF CONFINING SURFACES” – OPTIONS FOR COMPUTER MODELING FOR THE PURPOSE OF RESERVE CALCULATION OF INDUSTRIAL MINERALS AND ROCKS

Dimitar Sachkov, Ivan Dimitrov

University of Mining and Geology “St. Ivan Rilski”, 1700 Sofia; DimitarSachkov@gmail.com

ABSTRACT. Simple methods for reserve calculation of industrial minerals and rocks are used in Bulgaria. Such for example are the method of geological blocks and the method of geological sections. These methods however are applicable only for deposits with low geological variability. Unused in geological practice method, named “Method of the confining surfaces” is demonstrated in this paper. It is based on calculation of the volumes of a number of ‘elementary’ rock bodies, confined between GIS and CAD/TIN surfaces. These are created from considerable amount of primary data. The manual creation of surfaces and validation of such calculations of volumes confined between complex 3D surfaces is tedious, that is why this approach it is not applicable. The steps for computer generation of the confining surfaces and volume calculations are shown in this work. A succession of proposed steps for simplification of the data is exposed that allows practical confirmation of the results.

Въведение

При изчисляването на запаси от полезни изкопаеми и по-конкретно при индустриалните минерали и скали, от дълго време не са правени опити за модернизиране на изчислителните процедури. Използват се доказани стари методи за изчисление, които от съвременна гледна точка са твърде тромави за работа, поради което не се и прилагат с достатъчна прецизност и точност. В практическите ръководства се предлагат: Средно-аритметичен метод; Метод на многоъгълниците; Метод на триъгълниците; Метод на изолините; Метод на изохипсите; Линеен метод и др. (Христов, 1974). Поради сравнително лесният за проверка процес на работа, в практиката преобладават два метода, а именно Метод на геоложките блокове и Метод на вертикалните разрези.

Основни класически методи

Метод на геоложките блокове

Методът на геоложките блокове е най-често прилаганият метод при изчисляването на запаси на твърди полезни

изкопаеми. Същността на работа при него се изразява в изчисление на площта и средната дебелина на отделения блок. Очевидно е, че той е приложим при съвсем прости геоложки условия и за суровина, отличаваща се със значителна еднородност. Основният принцип за определяне на геоложки блокове е по-степената на проученост на геоложкото пространство, изразена в броя и типа на проучвателните изработки и наличието на естествени геоложки или технологични граници.

Площта на геоложкия блок се ограничава между най-външните проучвателни изработки или геоложки точки, използвани за изчислението, а дебелината е средно аритметично от всички дебелини. Изчисленията се извършват по формулата (Прокофьев, 1953):

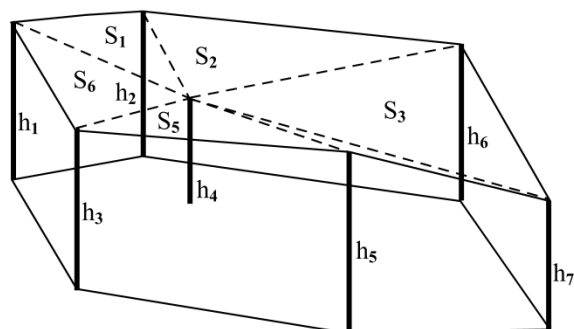
$$V = Sh; \quad (1)$$

при

$$S = \frac{S_1 + S_2 + \dots + S_n}{n}, \quad (2)$$

$$h = \frac{h_1 + h_2 + \dots + h_m}{m} \quad (3)$$

където $S_1, S_2, \dots, S_n$ са площите на елементарните геометрични фигури, ограничени от проучвателните изработки, а $h_1, h_2, \dots, h_m$ са дълбочините на отделните изработки (Фиг. 1).



Фиг. 1. Схема на разпределение на данните при използване на метода на геоложките блокове

Както ясно се вижда, в приетата методика на работа не се взема предвид релефа на терена и наличието на геоложки граници. Не се отчита и формата на геоложкото тяло, съдържащо полезното изкопаемо. Изчисляването по метода на геоложките блокове е точно единствено за тела с форма, близка до стандартна геометрична фигура, но не и на такива със сложни граници, каквито по принцип са всички природни обекти. Даже и при сравнително прост релеф на земната повърхност, изчисленията чрез този метод водят до значителна грешка тогава, когато геоложките тела потъват под някакъв ъгъл спрямо хоризонтала.

Метод на геоложките разрези

Методът на геоложките разрези се състои в построяване на разрези по проучвателните изработки, разположени в прави линии. В сравнение с метода на геоложките блокове той е подходящ за изчисляване на запаси в по-сложни находища, тъй като разрезите представят по-добре сложните граници във вертикално направление. Обемите се изчисляват по формулата

$$V = L \frac{S_1 + S_2}{2} \quad (4)$$

където S_1 и S_2 са площите на два съседни разреза, а L е разстоянието между тях. В този вид формулата е приложима само в случаите, когато площта на двата разреза е сравнително равна, в противен случай формулата добива вида

$$V = kL \frac{S_1 + S_2}{2}, \quad (5)$$

където

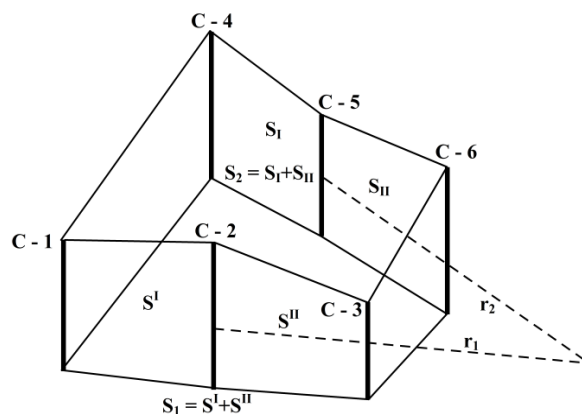
$$k = \frac{\frac{1}{3}(S_1 + S_2 + \sqrt{S_1 S_2})x^2}{\frac{S_1 + S_2}{2}} = \frac{2}{3} \left(1 + \frac{1}{\sqrt{\frac{S_1}{S_2} + \sqrt{\frac{S_2}{S_1}}}} \right) \quad (6)$$

(Фейган, 1956).

Често пъти проучвателните изработки не се подреждат в успоредни линии, ето защо това налага в изчисляването на запасите да се включи допълнителна формула

$$V = \frac{\beta}{6} [r_1(zS_1 - S_2) + r_2(S_1 + S_2)] \quad (7)$$

(Золотарев, 1936), където r_1 и r_2 са разстоянията, измерени в плана от пресечната точка на двата разреза до центъра на тежестта на съответната площ в разрезите.



Фиг. 2. Схема за изчисляване на запаси по метода на вертикалните разрези

Изчисляването на обеми с висока точност по метода на вертикалните разрези изисква построяването на значителен брой разрези по данни от голям брой изработки. Изчисленията на обемите между всеки два разреза, поради своето разположение в пространството, в случаи различни от идеалния (успоредни сондажи с приблизително равни дължини), налага използването на формулите за различни площи (5) и ориентацията на разрезите (7). Тогава изчисленията стават твърде тромави и повечето геолози прибегват до занижаване на количеството на използваната информация, следователно и до генерализиране формата на изчислявания геоложки блок.

Метод на ограничителните повърхнини

През последните няколко десетилетия и особено през последните години информационните технологии придобиват все по-голяма популярност в геоложката практика. Това обаче е валидно най-вече при проучванията и експлоатацията на находищата на скъпоценни метали. Що се касае до проучванията за индустриални минерали и скали, то методиката на работа не е осъвременена и често пъти както проучванията, така и изчисленията на запасите са непълни и неточни. Ето защо авторите смятат, че е полезно да се дискутира един съвременен, бърз и точен метод за изчисляване на запасите, който се отличава и с универсалност в различни геоложки обстановки.

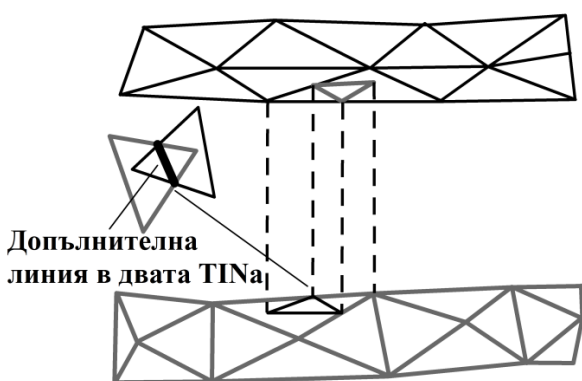
Идея на метода

Предложеният тук метод, макар и не напълно удачно, може да бъде наречен *Метод на ограничителните повърхнини (МОП)*. В исторически план, математическият апарат, на който е базиран метода, не е нов. Новото е, че прилагането на тези изчисления към момента е възможно с използване на голямо количество входяща геоложка информация, като се използва компютър с инсталиран CAD или GIS продукт. МОП има известно сходство с

известният вече метод на триъгълниците, използван от част от маркшайдерите, тъй като чрез него се постига изчисляването на елементарни обемите на триъгълни призми. Често пъти обаче, особено когато целта е да се отчете долната граница на стратиграфски определен пласт или при проучване на интрузивно тяло, където химичните и физични показатели на практика не се изменят в целия обем на проучваната площ, се проектират и изпълняват малко на брой сондажи. Това от своя страна води до генерализиране на топографските контури и на повърхностите, ограничаващи блоковете. Именно тук е и разликата между класическия метод на триъгълниците и Метода на ограничителните повърхнини.

При МОП, създадените триъгълници могат да бъдат различни за отделните търсени граници: топографска повърхнина, граница между откривката и суровината, долна граница на изчисляемите запаси (фиг. 3) и др. Това е възможно, понеже при компютърното генериране и сравняване на повърхнини от триъгълници е възможно добавянето на произволен брой нови точки в равнината на всеки отделен триъгълник, естествено без това да променя неговата форма. Това позволява използването на значително по-голямо количество различна информация при изчисляването на обеми от полезни изкопаеми.

За горна ограничителна повърхнина, освен данни от сондажите, могат да се използват данни от топографска геодезическа снимка. За генерирането на долната граница на полезното изкопаемо се проектират достатъчно дълги сондажи, а за повърхнината, представяща границата между откривка и полезно изкопаемо, могат да се прокарат допълнителни по-къси (до няколко метра) сондажи (фиг. 8). Като друго предимство на метода може да се посочи възможността за определяне с висока точност на много и сложни обемни тела, създавайки единствено границите между тях. Освен това, чрез него могат да се изчисляват и визуализират промените в обемите и взаимоотношенията им. Примери за начините на приложение на метода са посочени по-долу.



Фиг. 3. Схема на генериране на триъгълни призми между TIN повърхнините

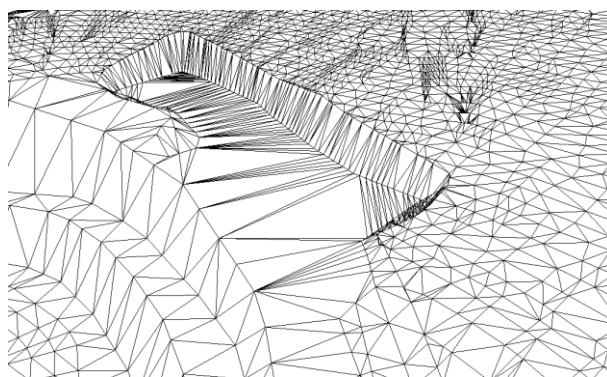
Същност и структура на метода на ограничителните повърхнини

За изчисляване на запасите по МОП е необходимо познаване на софтуерен CAD или GIS продукт, като разглежданите от авторите са Autodesk CIVIL 3D и ArcGIS. Като информация могат да се ползват практически

всякакъв тип източници, стига да разполагат с верни X, Y, Z параметри. Най-често се използват тримерно определени точки, събрани от проучвателни сондажи, геоложки точки от естествени и изкуствени разкрития, и точки от геодезическо заснемане на терена. Освен точки, при изчисленията могат да се използват структурни и топографски контури. Структурните контури могат да маркират повърхност, отделяща типове суровина или повърхност, отделяща суровина от откривка. Топографските контури се използват при детайлизиране на характера на терена, който често се възприема като горна ограничителна повърхнина на откривката.

От събраната информация се създават тримерни гранични повърхнини, служещи за ограничаване на геоложките блокове. Повърхнините могат да бъдат от различен тип, но най-подходящи са TIN повърхнините.

TIN или Triangular Irregular Network е цифрова структура от данни, използвана в CAD и GIS приложенията. Представява векторно представяне на физическа (или имажинерна) повърхност, дефинирана от неравномерно поставени в пространството точки, зададени с триизмерни координати XYZ. Тези точки са свързани помежду си за получаване на мрежа от различни по размери и вид триъгълници (фиг. 4), от където идва и името. Принципът на този метод е познат и се използва от години от топографите за интерполация на изохипси. Точността на повърхнина от такъв тип зависи от дължините на страните на триъгълниците. За сравнително равнинни части на терена са необходими малко на брой точки, респективно дълги страни на триъгълниците, докато за големи разлики в теренните височини, мрежата от точки трябва да бъде по-гъста. Предимствата на TIN-повърхнините като векторен модел пред растерните повърхнини са в това, че за изграждането им са необходими значително по-малко на брой точки. Това е така заради логаритъмът на изчисление, който задава различна тежест на всяка точка, за по-реалистично представяне на тримерната повърхнина. За първи път Triangular Irregular Network за целите на GIS е използван от Franklin (1973).

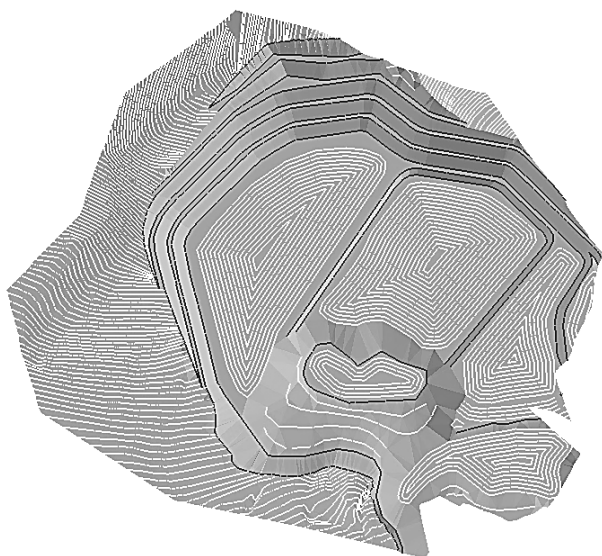


Фиг. 4. Примерна TIN повърхнина

За създаването на TIN повърхнина от векторни данни могат да бъдат използвани точкови и линейни обекти. Масовите точки (masspoints) са точки със зададени координати XYZ. Те, както и възлите на линиите и полилиниите, са ключови за изграждането на мрежата от триъгълници, тъй като определят формата на повърх-

ността. В зависимост от броя и гъстотата на точките, може да се определи и степента на достоверност на получената повърхнина. За извличане на масови точки могат да се използват освен точкови файлове (слоеве), линейни и площни обекти, като при тяхното използване за точка се приема всеки отделен възел, изграждащ обекта. Използваните точки могат да бъдат тримерни, разполагащи освен с реални равнинни координати и с такива за превишението или двумерни, със записана в атрибутната информация числова стойност на височината. Употребата на "меки линии" (softlines) в изграждането на повърхнина допринася за плавното представяне на терена, подобно на изохипсите. Също както при масовите точки, при меките линии може да се използват и триизмерно или двумерно съставени полилинии.

Функцията на твърдите линии (hardlines), наричани още и breaklines в алгоритъма на пресмятане на TIN-повърхнина, имат най-голяма тежест. Тяхната функция е рязко да променят наклона на триъгълниците точно по трасето на самата линия, а не като меките линии, при които под внимание се вземат единствено възлите и техните координати. Наличието на тези линии представлява и най-голямото предимство на TIN-повърхнините пред останалите компютърно генерирани повърхнини, и ги прави най-доброто решение при тримерно геоложко моделиране, особено при експлоатационно проучване на рудници и кариери.



Фиг. 5. TIN повърхнина. С черно са посочени твърдите линии (breaklines), с бяло меките линии (contours)

За изчисляване на обемите от полезно изкопаемо е необходимо "сравняването" на две TIN-повърхнини. В основния случай, тези повърхнини се различават помежду си по генериращите ги триъгълници (фиг. 3). Компютърът проверява върховете на всеки един от триъгълниците и поставя точки във всяка една от повърхнините така, че да се получат еднакви триъгълници, лежащи непосредствено един над друг в двете повърхнини. От еднакви триъгълници се създават фигури, формата на които с достатъчна точност може да се приеме за триъгълна призма. От формулата

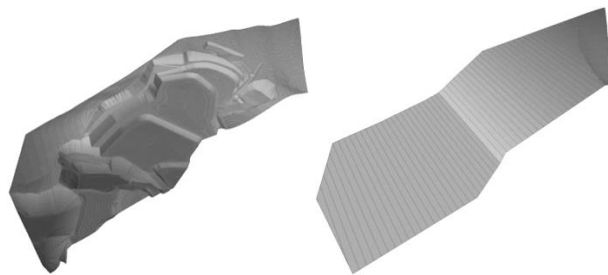
$$V = S_1 h_1 + S_2 h_2 + \dots + S_n h_n, \quad (8)$$

при S_n лице на отделен триъгълник (основа на призма) от съставните на повърхнината, h_n вертикално разстояние (височина на призма) между еднакви триъгълници в повърхнините, се изчислява обема между две ограничителни повърхнини.

Примери на прилагане на МОП

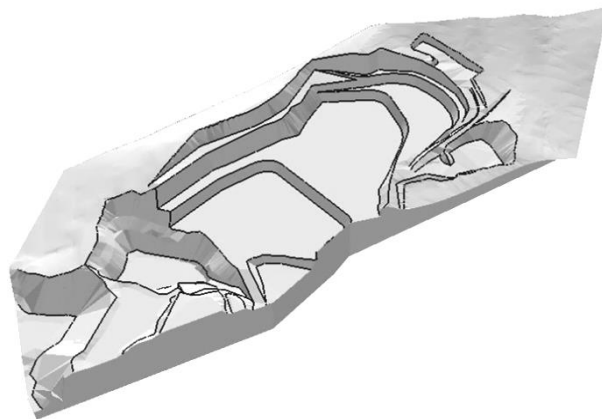
Пример 1. Изчисляване на запаси при стратифицирано полезно изкопаемо и разчленен релеф

На фигура 6 са изобразени две генерирани TIN-повърхнини: първата представяща топографската характеристика на терена (релефа) със съществуващите минни изработки, а втората е границата между отделните литоложки разновидности (показани до определена кота, което налага и промяната в наклона в конкретния пример – от наклонена до хоризонтална равнина при достигане до избраната кота).



Фиг. 6. Ограничителни TIN повърхнини: лява – генерирана по данни за топографията на проучваната площ, дясна – пластова повърхнина, представляваща долната граница на запасите

Между тези две повърхнини следва да бъде изчислен обема на тялото от полезно изкопаемо, формата на което е показана на фигура 7. Ако приемем, че наклонът на пластовете е сравнително постоянен и благоприятно ориентиран спрямо формата на проучваната площ, то изчисляването на запасите по метода на геоложките блокове би било сравнително лесно и достоверно, но комбинацията между наклонени пластовете и разчленен терен би довело до нуждата от генерализиране на данните за по-бързо пресмятане, а оттам и до занижаване на точността.

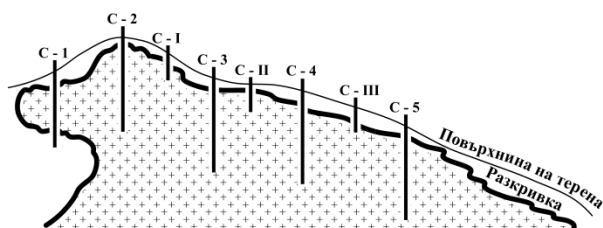


Фиг. 7. Тримерно тяло, ограничено от две TIN повърхнини

Пример 2. Изчисляване на запаси от интрузивни скали

При определянето на запаси от интрузивни скали, от основна важност е определянето на степента на изветряне на скалата, и отделяне на негодния изветрял слой. В такъв случай, проектираните сондажни изработки би следвало да имат две отделни цели. Целта на първия тип сондажи е да провери разпределението на суровината в дълбочина. В основния случай не би следвало да има литоложки изменения в дълбочина, ето защо не е необходимо да се проектира гъста сондажна мрежа (фиг. 8, сондажи С-1 до С-5). Поради своята изменчивост, за да се очертае границата на откривката (почвения слой и изветрялата скална маса) с по-голяма точност, е необходимо прокарването на допълнителни сондажи на малка дълбочина, целта на които е да достигнат здрава скала (фиг. 8, сондажи С-I до С-III).

Разликата в броя на сондажите, включени в изчисленията на долната граница на запасите и тези, показващи единствено дебелината на откривката, би направила невъзможно изчисляването на обемите по класическите методи (геоложки блокове и вертикални разрези), където се изчисляват средни дебелини по сондажите. Чрез метода на ограничителните повърхнини тези проблеми на практика не съществуват и колкото повече информация може да бъде включена във всяка отделна повърхнина, толкова по достоверен е крайният резултат.



Фиг. 8. Примерен разрез при проучване на интрузивни скали: сондажи С-1 до С-5 са зададени с цел проверка на литоложката разнородност в дълбочина и откривката, сондажи С-I до С-III определят само дебелината на откривката

Проверка на изчисленията по МОП

Основният недостатък на дискутирания метод е в невъзможността за бърза и лесна проверка на резултатите посредством ръчни изчисления. Това е така, поради големите обеми от данни, които обработва компютъра и практическата невъзможност за ръчно обработване на информация, включваща хиляди до десетки хиляди точки. Към момента вариантите за ръчна проверка не са напълно систематизирани, поради неограничения брой на геоложки обстановки на проучване. Все пак могат да се дадат няколко препоръки, касаещи основно разгледаните по-горе два примера.

Проверка на МОП – вариант 1

Като първи вариант за проверка може да се посочи модифицирано използване на разработения от Соболевский (1932) метод на изолините (в частност за изохипсите). За целта, цялата площ се разделя на мрежа от квадрати, размерът на които зависи от желаната точност при проверка на резултатите. В случаите, когато най-ниската кота на горната граница на тялото е по-

голяма от най-високата кота на долната граница, за опростени изчисления може тялото да бъде разделено на две, като по този начин то се описва с една крива повърхнина и една равнина за вертикални граници. Така по формулата

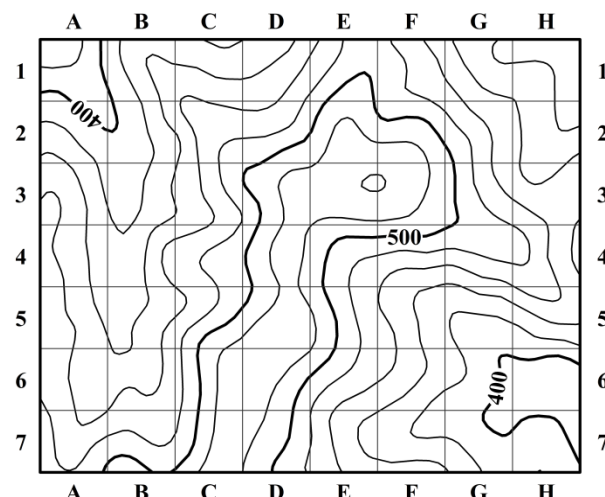
$$\Delta h = |H_f - H_e|, \quad (9)$$

където H_f е котата на равнината, а H_e е котата на центъра на всеки отделен квадрат, се намира превишението за всеки квадрат от площта.

От формулата:

$$V = (\Delta h_1 + \Delta h_2 + \dots + \Delta h_n) S_e, \quad (10)$$

където $\Delta h_1, \Delta h_2, \dots, \Delta h_n$ са превишенията за отделните елементарни площи, а S_e е площта на отделния квадрат, се получава обемът на всеки един от двата отделни блока. В случаите, когато най-ниската кота на горната граница на блока е по-малка от най-високата кота на долната граница, между двете граници не може да се построи равнина, т.е. запасите трябва да бъдат изчислявани като един блок.



Фиг. 9. Модел за изчисление на запаси по метода на изолините. От котата на центъра на всеки един от квадратите се изчислява дебелината на полезното изкопаемо

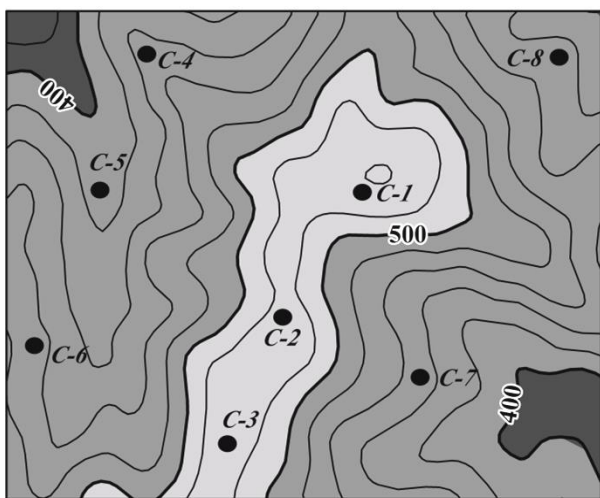
Използват се същите формули, но вече H_f не е константа, а се променя за всеки отделен квадрат. Точността при използването на модифицирания метод на изолините, използван тук за проверка на резултатите, може да се счита за приближаваща тази на метода на ограничителните повърхнини, изпълнени с помощта на софтуерни приложения, само ако площта и броят на квадратите от първия отговарят на тези от втория метод. Това естествено не може да се получи на практика, поради различните възможности за обработка на данни от човек и машина, но резултатите, получени от проверката, могат да разкрият съществени различия в изчислените обеми, породени основно от груби или случайни грешки и от грешки при въвеждането на данните в програмата.

Проверка на МОП – вариант 2

Втория вариант за проверка на изчисленията по МОП е подходящ най-вече за силно разчленен терен и особено

при проучване на обект със съществуващи кариерни гнезда. При изчисляването по метода на геоложките блокове, средната дебелина се изчислява като средно-аритметично от дълбочината на всички сондажи. Това обаче е некоректно, понеже не се взема предвид разпределението на сондажите. Ето защо, за проверка на метод работещ с голяма точност, какъвто е МОП, методът на геоложките блокове не може да бъде използван в класическия му вид, а трябва да се направят известни корекции на изчисленията.

Стъпките на работа при този метод на проверка се изразяват в следното: разделя се площта на характерни нива, според теренните коти (фиг. 10); изчислява се средната дълбочина на сондажите за всеки избран интервал; изчислява се площта, заемана от всеки интервал, а оттам и процентното съотношение между отделните площи. Тези отношения се използват, като тежести при изчисляване на общата средна дебелина.



Фиг. 10. Поделене на площта на проучване на характерни интервали според теренната кота

Изчисляването на крайния обем става по формулата:

$$V = Sh_t, \quad (11)$$

където S е проучваната площ, а h_t е средната дебелина от сондажите изчислена по формулата:

$$h_t = \frac{h_1 I_1 + h_2 I_2 + \dots + h_n I_n}{S}, \quad (12)$$

при h_n – средна дебелина за интервала и I_n – площ заемана от интервала.

Този метод за проверка, както и първият метод, не може да посочи изчислявания обем с точност, равна на точността на метода на ограничителните повърхнини, но в сравнение с метода на геоложките блокове или метода на вертикалните разрези, може по-адекватно да се използва за проверка на изчисленията, за откриване на груби грешки, без нуждата от специални компютърни умения.

Литература

- Золотарев, А. С. 1936. *Подсчет запасов полезного ископаемого в блоке между сходящимися профилями*. ОНТИ.
- Прокофьев, А. П. 1953. *Практические методы подсчета запасов рудных месторождений*. М., Государственное издательство геологической литературы, 131 с.
- Соболевский, П. К. 1932. Современная горная геометрия. – *Социалистическая реконструкция и наука*, 7, 42-78.
- Фейган, Я. 1956. Графический способ определения объемов блоков между параллельными сечениями. – *Разведка и охрана недр*, 4.
- Христов, И. 1974. *Минна геометрия*. С., Техника, 383 с.
- Franklin, W. R. 1973. *Triangulated irregular network program*: <http://www.ecse.rpi.edu/wrf/wiki/Research/tin73.tgz>.

NEW DATA ABOUT THE KOSTALEVO FAULT (BULGARIA)

Venelin Jeleв, Elitsa Ilieva, Boris Valchev

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; vjelev@yahoo.com

ABSTRACT. In a limestone quarry situated south of the Cherepish monastery, on a large area on the recent quarry face, a fault plane crops out with a slickenside comprising well-expressed meso-structural indicators for the fault kinematics. The objective of this article is to document this phenomenon by photographs and structural measurements as well as to interpret the sense of movements by features overprinted on the fault plane. The new structural data indicate dextral strike-slip – reverse fault movement. Due to its location, trend and kinematics this fault plane is considered to be the southern continuation of the Kostalevo fault, representing the boundary between the Balkan and Fore-Balkan zones. The marls cropping along a narrow strip, south of Cherepish monastery, are interpreted as sedimentary lenses (intercalations) inside the Cherepish Fm squeezed and tectonized between the Plakalnitsa and Kostalevo faults.

НОВИ ДАННИ ЗА КОСТАЛЕВСКИЯ РАЗЛОМ (БЪЛГАРИЯ)

Венелин Желев, Елица Илиева, Борис Вълчев

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; vjelev@yahoo.com

РЕЗЮМЕ. Във варовикова кариера южно от Черепишкия манастир, на широка площ в настоящия забой на кариерата, се разкрива разломна повърхност с тектонско огледало (харнишова повърхност), включващо множество мезоструктурни индикатори за кинематиката на разлома. Целта на статията е да се документира този феномен чрез фотографии и структурни измервания, и да се интерпретира характера на движенията, запечатани върху разломната повърхност. Новите структурни данни показват дясноотседно-възседен характер на движенията. Местоположението, посоката и кинематиката на този разлом дават основание да се счита, че той представлява южно продължение на Косталевския разлом, представляващ тук граница между Белканската и Предбалканска зони. Мергелите, разкриващи се южно от Черепишкия манастир, са интерпретирани като седиментни лещи (прослойки) в Черепишката свита, изстискани и тектонизирани между Плакалниськия и Косталевския разломи.

Introduction

General settings. Geographically, the area under discussion is situated around the Cherepish monastery at the Iskar Gorge. Structurally, 2 tectonic zones of Balkanides meet here: Balkan and Fore-Balkan (after Bonchev, 1971; Ivanov et al., 1971; Antonov et al., 2004; etc.) or West Balkan and Central Balkan – Fore-Balkan zones (after Ivanov, 1988; Angelov et al., 2009). Between Vratsa and south of the Iskar Gorge they are separated by the Kostalevo fault. Moreover, fragments of two units of the West Balkan zone (Vratsa and Berkovitsa units), separated by Plakalnitsa fault crop out here. The Vratsa unit represents a tectonic block (wedge) comprising an anticline (Zgorigrad), the eastern end of which is broken by the Kostalevo fault. The periclinal part of this anticline is displaced 7 km to south. Apart from the horizontal amplitude, the fault has a vertical amplitude, demonstrated by thrusting of the Vratsa tectonic block over the structures of the Fore-Balkan (Mezdra syncline and Lyutibrod anticline). The Kostalevo fault is traced between Vratsa and the Cherepish monastery in the Iskar Gorge. Its northern part is well expressed not only geologically, but also geomorphologically. It is a very distinct feature in the recent relief and could be observed on the airborne imageries (e.g. Google Earth satellite imagery). North of the Cherepish monastery the fault disappears in the uniform

looking limestones of the Cherepish Fm. Therefore, its southern part is disputable. In the geological map of 1:100000 (Цанков и др., 1991) it is traced along the boundary between the Cherepish limestones (Fm) and the Lyutibrod Formation. In fact, this boundary represents a hardground surface (Nikolov, Chumachenko, 1992). Antonov et al. (1990; 2004), Antonov (2004), Angelov et al. (2009) traced the boundary to the south of Cherepish monastery along a marl formation considered to be a fragment of Mramoren Fm squeezed between Plakalnitsa and Kostalevo fault.

Objectives. There is a limestone quarry ("Dalbokidol" quarry) situated south of the Cherepish monastery. On a large area on the recent quarry face a fault plane crops out with slickensides comprising a number of meso-structural indicators for the fault kinematics. The objective of this article is to document this phenomenon by photographs and structural measurements as well as to interpret the character of the movements overprinted on the fault plane. In addition, the paper aims at discussing some problems linked to the lithostratigraphic affiliation and relationships of the rocks along the fault plane in this complicated tectonic knot, where the Kostalevo and Plakalnitsa faults meet each other.

Material and methodology

The fault surface is photo-documented and structurally investigated in three points (outcrops) inside the quarry. The 1st one is situated in the northern, the 2nd one in the middle and the 3rd one in the southern part of the quarry. The points localities are determined by GPS "Garmin" and their coordinates and related structural data are demonstrated in the Table 1. The structural data and relationship between the fault surface (F), bedding (ss), striation and/or mineral lineation (Ls) and intersection lineation (Lx) are demonstrated on stereographic projection using lower hemisphere of the equal areal Smidt net.

Results

"Dalbokidol" quarry is situated 2 km south of the Cherepish monastery in the valley of Dalbokidol river. It yields limestones from Cherepish Formation. The quarry is elongated approximately north-south. It is 400 m long and 160 m wide. The recent face of the quarry reveals a fault plane comprising a stunning slickenside on a large area (Photo-table I).

The recent quarry face is developed along the fault surface generally trending NNW-SSE. Although the mining activities are designed to go to ENE, now they are concentrated in a trench parallel to the fault surface in the hanging wall. There are two reasons for this: 1) very steep face and need to enlarge the quarry by benches of higher levels and 2) the limestones in the hanging wall are strongly disintegrated. In the footwall they are more compact or broken by distinct but rare faults oblique to the main fault surface with well-developed slickenside.

The most spectacular is the northern part of the quarry, where the mining is concentrated just now (Photo-table I, (3-6) and Table 1, point 1). Here, the quarry face coincides with a large slickenside. The fault plane trends NNW-SSE steeply dipping to WSW ($F = 240/75$). The fault surface is spotted - in places it is white, yellow or black. The white color is due to the calcite skin developed on the fault. The black color results from the black tectonic clay and the yellow color is related to the oxidation of pyrite included in the tectonic clay. Two types of lineation could be observed: 1) fibrous calcite slickenside lineation (mineral lineation) developed on thin (1-2 mm) calcite skin covering the fault plane and 2) striation lineation developed on the tectonic clay. They have common orientation (160/28) and demonstrate that the foot-wall is thrown down-right, i.e. the fault is dextral strike-slip – reverse fault. Very rare and unclear superposed lineation due to normal faulting is observed on this plane.

Cherepish limestones are massive to tick-layered here and the bedding is unclear ($ss=137/35$). The projected intersection lineation between the fault plane and bedding almost coincides with both the mineral and the striation lineations (Photo-table I, 6). Apart from the slickensides, the fault is featured by a tectonic breccia (Photo-table I, 5). It is from 10 cm to 2 m wide and developed in a zone on the hanging wall. The breccia clasts are represented by white angular limestone fragments of the Cherepish Fm, but the cement is black tectonic clay.

Pyrite is abundant in this zone – in places it is fresh but in places – oxidized. The eastern contact of the brecciated zone is sharp with the slickenside but the western one is transitional: breccias gradually turn into strongly disintegrated limestones but without black clay. A multitude of slickensides could be also observed here demonstrating thrusting or reverse-faulting.

In the middle part of the quarry (Photo-table I, 7-8 and Table 1, point 2) the same slickenside surface could be observed. Here, it is developed on a thin calcite skin. It is strongly weathered. The fault strike is similar to point 1 but the dip is steeper ($F=243/80$). Fibrous calcite slickenside lineation is developed here as well. Its orientation is 160/28 and demonstrates that the foot-wall is thrown down-right, i.e. the fault is dextral strike-slip – reverse fault. Bedding is well-expressed 30 m west of the point ($ss=140/32$). East of point 2 there is a big exposure of limestone with rusty color due to pyrite oxidation (Photo-table II, 2).

Between points 1 and 2 there is another exposure of the fault featured by thick black tectonic clay (Photo-table II, 1). Close to the slickenside it comprises clasts of limestones (pudding-like breccias) and the clay is loose and prevailing.

In the southern part of the quarry (Photo-table II, 5-6 and Table 1, point 3) the fault plane is almost vertical (225/86). The most representative slickenside is observed here (Photo-table II, 6). Calcite lineation plunges 145/26 and demonstrate that the eastern limb of the fault (foot-wall) is thrown down-right, i.e. the fault is dextral strike-slip – reverse fault. There is a number of oblique fractures developed next to the main fault surface. Black tectonic clay and fresh pyrite are also abundant here.

To the south of the quarry the fault plane is cut by Plakalnitsa fault. To the north it is traced to the western part of a large landslide (Photo-table II, 8).

Results and interpretation

South of Cherepish monastery the Kostalevo fault goes inside the Cherepish limestones (Fm). The best fault outcrops are in the limestone quarry of "Dalbokidol". The new structural data indicate dextral strike-slip – reverse fault movement along the fault surface and confirm the kinematics, previously established during the regional geological investigations for the northern part of this fault.

Discussion

The main reasons to consider that the fault plane, with the well developed slickensides exposed in "Dalbokidol" quarry, represents the southernmost continuation of Kostalevo fault are its location, trend and kinematics. As mentioned in the Introduction, from the Cherepish monastery to the "Dalbokidol" quarry, the Kostalevo fault is traced along the boundary between the Cherepish limestone Formation and the Mramoren marl Formation (Антонов и др., 1990; Antonov, Synnyovsky, Jeleu, 2004; Angelov et al., 2009). Moreover, the Mramoren Fm is considered to be a tectonic wedge inserted in the Cherepish limestones along the junction zone of the Plakalnitsa thrust and the Kostalevo strike-slip – thrust faults.

Having in consideration that in the normal stratigraphic sections Mramoren Fm is above Cherepish and below Lyutibrod Fms (Nikolov et al., 1972; Angelov et al., 2009; etc.) it is unclear why a higher stratigraphic level (Mramoren Fm) is thrust over lower ones (Cherepish Fm). A possibility to explain this situation exists if these marls are correlated with similar marl lens cropping east of Dalbokidol quarry just above the Cherepish limestones (Цанков и др., 1991). At first glance the marls of both outcrops are similar. Moreover, both of them include thin layers of dark limestones. However this model requires normal fault kinematics. In fact, on the described slickenside surfaces there are striations demonstrating such kinematics but they are rare and unclear. Moreover, the most significant difference between both marl lenses is that the marls and limestone intercalations east of the quarry are abundant in foraminifers. That is why they are referred to Lyutibrod Fm (Antonov et al., 2004; Angelov et al., 2008; 2009).

So, we are inclined to accept that the marl lens south of Cherepish monastery as well as similar but smaller lenses in the old (abandoned) quarry represent sedimentary lenses (intercalations) inside Cherepish Fm, squeezed and tectonized between Plakalnitsa and Kostalevo faults. Their chronostratigraphic range confirms such an interpretation, because they overlap in the interval of Valanginian-Barremian (Антонов и др., 1999; Sinnyovsky, Valchev, 2004; Angelov et al., 2009).

References

Бончев, Е. 1971. *Проблеми на българската геотектоника*. С., Техника, 204 с.

- Антонов, М., Т. Ковачева, С. Джуранов. 1990. Нови данни за разпространението и възрастта на Мраморенската свита при Черепишкия манастир. – *Год. МГУ*, 1, 9-14.
- Иванов, Ж. 1988. Основные черты строения внешних зон Западных Балканид. – В: *Проблемная комиссия IX многостороннего сотрудничества АНСС "Земная кора – структура, эволюция, металогения"*, Пр. 4, 49-77.
- Иванов, Ж., И. Хайдутков, П. Гочев. 1971. Някои характерни особености на Старопланинската челна ивица. – В: *Тектоника на Предбалкана* (ред. Бончев, Е.). С., БАН, 499-511.
- Николов, Т., Б. Монов, К. Петков. 1972. Литостратиграфия на Врачанската ургонска група. – *Сп. БГД*, 33, 3, 337-348.
- Цанков, Ц., Л. Недялкова, В. Ангелов, К. Аладжова-Хрисчева, с. Янев, И. Хайдутков, И. Сапунов, П. Чумаченко. 1991. *Геоложка карта на България в М1:100000*, к. л. Враца. С., ВТС.
- Angelov, V., M. Antonov, S. Gerdzhikov, P. Petrov, G. Aydanliyski, H. Kiselinov, V. Valev. 2008. *Geological Map of Bulgaria in scale 1:50000 (sheet Mezdra)*. MOEW, BNGS.
- Angelov, V., M. Antonov, S. Gerdzhikov, P. Petrov, H. Kiselinov, G. Aydanliyski, V. Valev. 2009. *Explanatory note to the Geological Map of Bulgaria in scale 1:50000 (sheet Mezdra)*. Uniscorp, 87 p.
- Antonov, M., D. Synnyovsky, V. Jeleu. 2004. Overview of regional geology. – In: *Geological Routes in the Northern part of the Iskar Gorge* (Ed. Sinnyovsky, D. S.). Sofia, Publishing House "Vanio Nedkov", 4-12.
- Nikolov, T., P. Tchoumatchenko. 1992. New data about the lower boundary of the Urgon Group of Vratsa in the Iskar gorge (Fore-Balkan). – *C. R. Bulg. Acad. Sci.*, 45, 8, 75-77.

Table 1. *Structural data*

Point №	Coordinates (UTM, WGS84, 35N)		Bedding (ss)	Fault (F)	Lineation (Ls)	Fault kinematics	Notes
	X (east)	Y (north)					
1	713395	4773587	137/35 (unclear)	240/75	160/28	dextral strike-slip - reverse	superposed lineation result of normal faulting (unclear)
2	713397	4773553	140/32	243/80	162/25	dextral strike-slip - reverse	-
3	713440	4773486	125/40	225/86	145/26	dextral strike-slip - reverse	-

PHOTO-TABLE I

(1-2) – general view of the Kostalevo fault: 1 – look to North, demonstrating the fault in the northern part of the quarry (in the foreground where point 1 is situated) and west of Chelopek village (in the background), 2 – look to South, where in the southern part of the quarry trench point 3 is situated; (3-6) – pictures at point 1: 3 – close view of the footwall (FW) and hanging wall (HW) of the main fault surface (look to south), 4 – detail of the slickenside surface including mineral lineation and striation (the arrow demonstrates the sense of movement of the footwall – look to east), 5 – tectonic breccia developed in the hanging wall of Kostalevo in Cherepish limestone Formation, 6 – stereographic projection (lower hemisphere of equal area Smidt net) demonstrating the relationship between the fault surface (F), bedding (ss), striation and/or mineral lineation (Ls) and intersection lineation (Lx) at point 1; (7-8) – fault slickenside at point 2: 7 – general view (look to SE), 8 – close view of the same surface.

PHOTO-TABLE II

(1-4) – fault features between point 1 and 2: 1 – black tectonic clay and breccia developed along the fault surface north of point 2, 2 – rusty colors are due to an oxidized sulfide mineralization developed along the main fault surface and its subordinate structures, 3 – close views of oxidized pyrite in the matrix of tectonic breccia, 4 – stereographic projection (lower hemisphere of equal area Smidt net) demonstrating the relationship between the fault surface (F), bedding (ss), mineral lineation, striation (Ls) and intersection lineation (Lx) at point 2; (5-7) – fault features at point 3: 5 – general view of the fault, 6 – close view of the slickenside, 7 – stereographic projection (lower hemisphere of equal area Smidt net) demonstrating the relationship between the fault surface (F), bedding (ss), striation and/or mineral lineation (Ls) and intersection lineation (Lx) at point 3; 8 – tectonic breccia in the eastern end of the 2nd tunnel east of the Cherepish inn (western end of a large landslide).

PHOTO-TABLE I

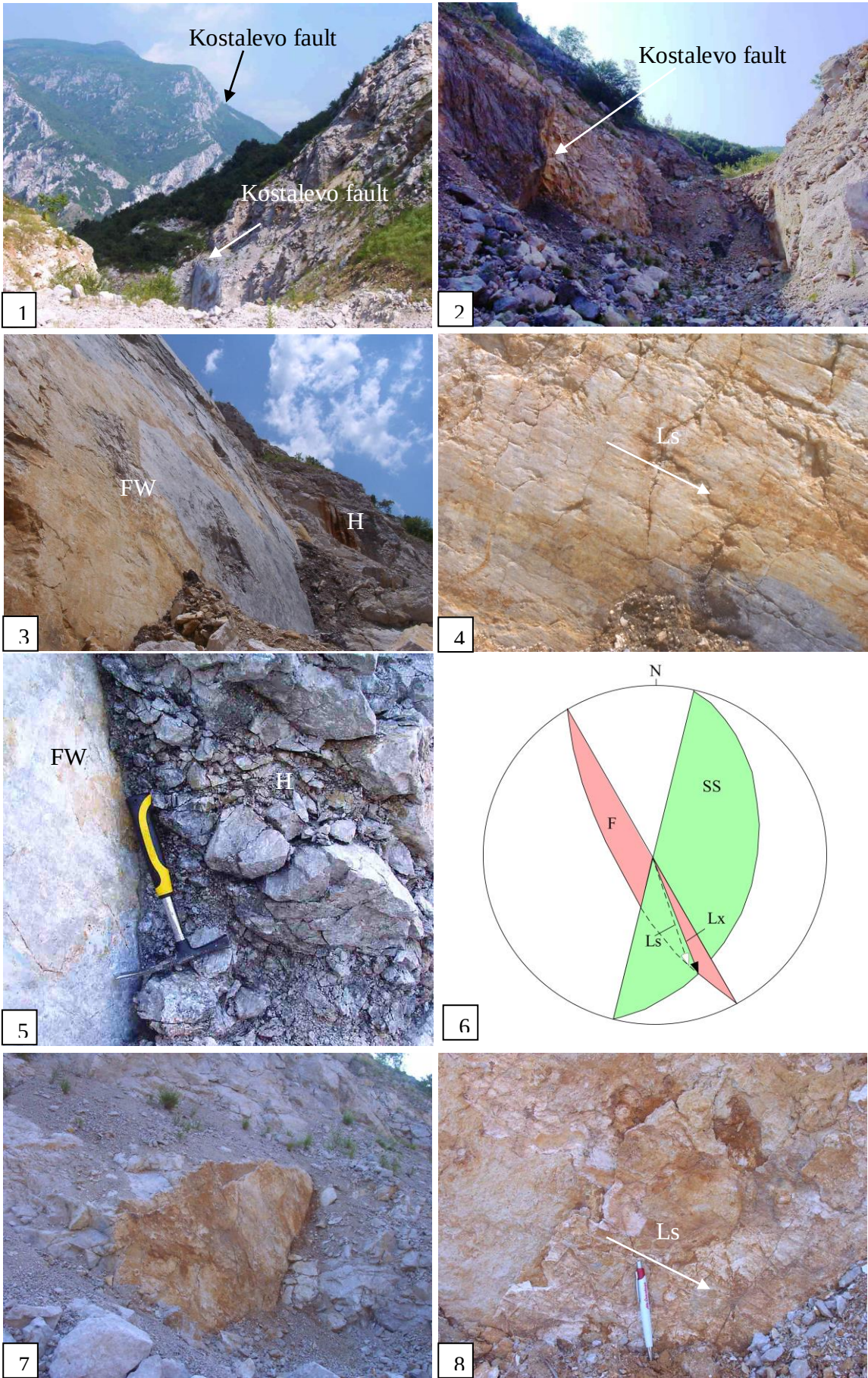
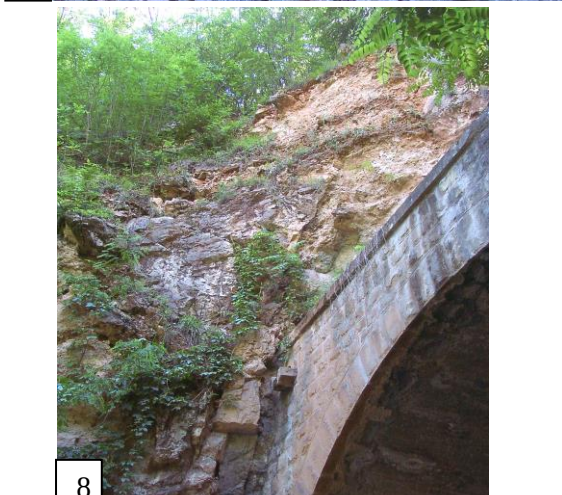
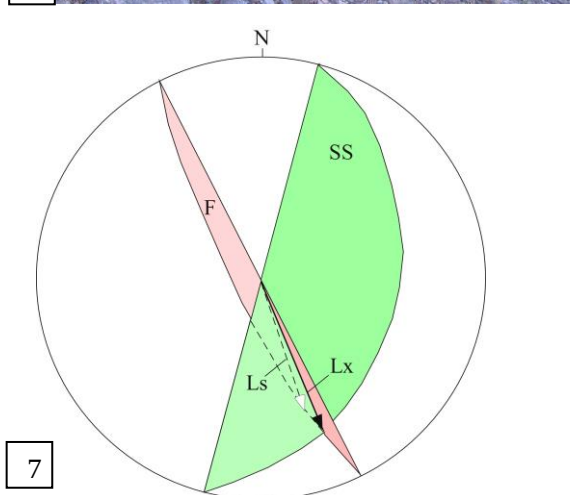
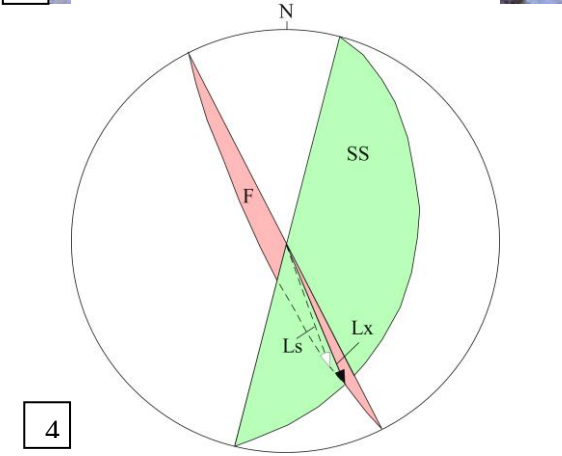
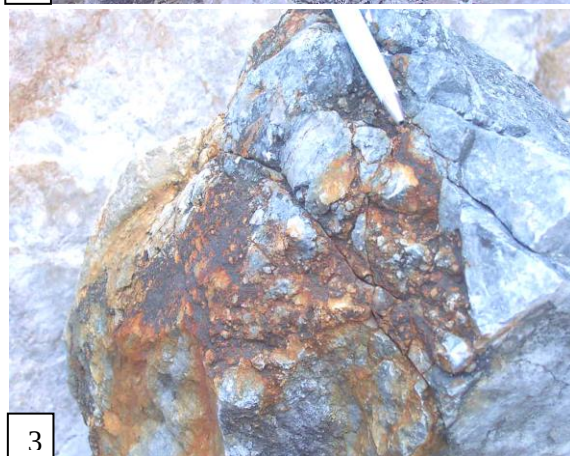


PHOTO-TABLE II



EXPLORATION AND EVALUATION INVESTMENT OPPORTUNITIES OF FELDSPAR ORE IN JORDAN

Khalid Tarawneh¹, Hani Al Nawafleh¹, Osama Shakkour², Jamal Dana²

¹Al Hussein Bin Talal University, Faculty of Engineering, Department of Mining, Ma'an, P.O. Box 20; khtarawneh62@yahoo.com

²Natural Resources Authority, Exploration Studies Division Amman-Jordan. P.O. Box 7

ABSTRACT. The feldspar deposits in Jordan are belong to the alkali granite rocks type, as leucogranite, feldspar pegmatites and alkali-rich granite, occurring as medium to coarse-grained, light colored igneous rocks such as aplite and alaskite, respectively. They are characterized by granite composition and low content of iron-bearing mafic minerals. The paper aims to evaluate the feldspar of the plutonic rocks in southwest Jordan, particularly in Wadi Sadir Al-Mulghan and adjacent areas, and to shed light on investment opportunities of this ore with aim to be used in building tiles, ceramic, glass and other applications. The feldspar has a lower content of mafic minerals and a higher content of alkalis (K_2O+Na_2O), comparing with the other localities of feldspar ore deposits in southwestern Jordan. A review and interpretation of geology, mineralogy, petrography and chemical composition of the feldspar ore in these areas are discussed in this work.

ЕКСПЛОАТАЦИЯ И ОЦЕНЪЧНИ ИНВЕСТИЦИОННИ ВЪЗМОЖНОСТИ ЗА ФЕЛДШПАТОВА СУРОВИНА В ЙОРДАНИЯ

Халид Тарауних¹, Хани Ал-Навафлех¹, Осама Шакоур², Джамад Дана²

¹Al Hussein Bin Talal University, Faculty of Engineering, Department of Mining, Ma'an, P.O. Box 20, khtarawneh62@yahoo.com

²Natural Resources Authority, Exploration Studies Division Amman-Jordan. P.O. Box 7

РЕЗЮМЕ. Фелдшпатовите находища в Йордания са свързани с алкален тип скали като левкогранити, фелдшпатови пегматити и алкално-обогатени гранити, които се разкриват като средно до едрозърнести светлооцветени магмени скали, например аплити и аласкити. Те се характеризират с гранитен състав и ниско съдържание на желязо-съдържащи мафични минерали. Статията цели да се оцени фелдшпата от плутоничните скали в югозападна Йордания, в частност във Вади Садир ал Мулган и околните райони, както и да се хвърли светлина върху възможностите за инвестиции при тази суровина с оглед нейното използване за строителството, в керамиката, стъklarството и други приложения. Фелдшпатът има едно по-ниско съдържание на мафични минерали и по-високи съдържания на алкални елементи (K_2O+Na_2O), в сравнение с този от други находища в югозападна Йордания. Дискутира се и се интерпретира геологията, минералогията, петрографията и химичния състав на фелдшпатовата суровина в указания район.

Introduction

In Jordan, the feldspars deposits belong to alkali granite rocks, leucogranites, feldspar pegmatites and alkali-rich granites, occurring as medium to coarse-grained, light colored igneous rocks, such as aplites and alaskite. The feldspar ore is characterized by higher content of alkalis and low content of mafic minerals. These deposits belong to the Aqaba map sheet and are located in the following areas: Al-Jaishieh area; Wadi Sadir Mulghan area; Wadi Sadir Ashuqayri area, and Ayn Al Hashim area (Fig. 1).

Geological Setting

Feldspar ore deposits are part of the basement rocks of southwest Jordan that represents the northern extension of the Arabian Nubian Shield (ANS). The exposed basement rocks in Jordan comprise igneous and metamorphic suites, predominantly of late Proterozoic age, classified into two lithostratigraphical complexes, the oldest is the Aqaba Complex and the youngest is the Araba Complex (Fig. 2). Both complexes are separated by a regional unconformity

represented by the Saramuj Conglomerate Formation. The Aqaba Complex consists mainly of calc-alkaline plutonic igneous and metamorphic rocks of an age ranges between 570 and 800 Ma, whereas the Araba Complex comprises the Safi Group, Feinan Granitic Suite, Qrienifat Volcanic Suite and Ahaymir Volcanic Suite. The Yutum Granites and Urf Porphyritic suites have been considered as the source rocks for the feldspar ore deposits. The granite rocks which belong either to Abu Jadda granite (582 ± 4 Ma), Imran monzogranite (589 ± 5 Ma) and the Mulghan granodiorite Unit (630-570 Ma) are also considered as a source rocks for the feldspar ore deposits (Rabba, 1991).

Detailed mineral processing using magnetic and floatation processes were carried out by Natural Resources Authority (NRA) (Rawashidi, Al Batah, 1996; Tahat et al., 2000; Al-Abtah, Louzi, 2002), whereas Barjous (1997, 2000) carried out a study on beneficiation of Jordanian feldspar from unique tectonically crushed granite. Haki (1976) discovered new localities of feldspars in the Aqaba-Quweira area. Beneficiation studies on the medium grained alkali granites of the Aqaba-Quweira area were carried out (Haddad, 1976; Hadad, Barakat, 1988).

Technostone S.P.A. (1984) produced a final report on feldspars in the El Quweira area. A systematic exploration for the exposures of feldspar in the Wadi Sader Mulghan area has been carried out by Ala'a and Shakkour (2007; 2010). Additional study has been carried out by NRA on the feldspar deposits of the monzogranite at Wadi Sadir Ash Shuqayri (southwestern Jordan) during the period 2009-2010. Some of their results are presented in this work.

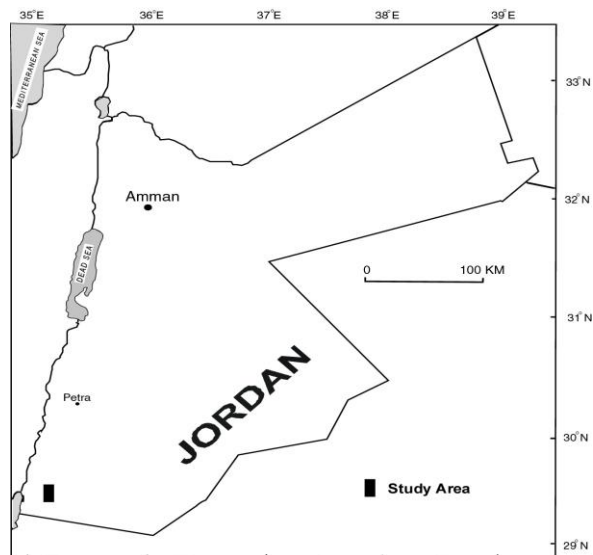


Fig. 1. Location map for the feldspar ore deposits in Jordan

Results and Discussion

Mineralogical Properties

Mineralogical and petrographic studies have been carried out during the last years on feldspar deposits in southwestern Jordan. The main studies on these deposits were carried out by Rabba and Ibrahim (1988), McCourt and Ibrahim (1990), Rabba (1991), Rabba et al. (1996) and Jarrar et al. (2003). Below are brief description on the mineralogy and petrography of the feldspar deposits from some economic localities, that have been studied in this work.

Mineralogy of Feldspar in Wadi Al-Jaishieh Area

Petrographic studies were performed on representative samples from the Wadi Al-Jaishieh feldspar deposits. Minerals assemblage are composed of orthoclase, plagioclase, quartz and accessory minerals of biotite, muscovite, chlorite and iron oxides. The orthoclase forms about 18% and microcline 10% by volume of the rock. Plagioclase forms about 20 to 30%, while quartz from 30 to 45%. The mafic minerals content is up to 10%. The grain size of minerals ranges between 0.5 and 3.5 mm. X-ray Diffraction Analysis indicate that the main essential minerals are orthoclase, plagioclase, microcline and quartz, while the accessory minerals are zircon and biotite.

Mineralogy of Feldspar in Ayn Al Hashim Area

Two representative samples were collected from the pegmatites of the Ayn Al Hashim deposit (Figs. 3A, B). The petrographic and XRD studies revealed that the main minerals are feldspars, albite, microcline and quartz, while biotite, calcite and smectite are secondary minerals.

Mineralogy of Feldspar in Wadi Sader Mulghan Area

Petrographic studies showed that the feldspar has perthitic and micropertthitic, poikilitic, rare micrographic intergrowths and local consertal and myrmekitic textures (Fig. 4A). Quartz occurs as medium-grained, anhedral with suture outlines giving consertal texture or irregular boundaries. In some places quartz occurs as fine-grained like rods enclosed by feldspar. Quartz forms about 25% of the volume of the rock. Plagioclase occurs as large to medium grains with euhedral to subhedral elongated crystals showing well-developed albite twinning and forms about 45% of the rock. The crystals partially altered to sericite at the centre of the mineral. Orthoclase occurs as well-developed crystals showing perthitic texture and Carlsbad twinning, while the perthite exhibits alteration along the albite lamellae (Fig. 4B). Microcline, also present and showing cross-hatching twinning altered to clay minerals. It forms about 25-30% of the rock. Biotite and muscovite are present as flakes and forms about 2%. (Figs. 4A, B). XRD indicated the presence of feldspar minerals (microcline and albite), while the calcite and smectite are trace minerals.

Mineralogy of Feldspar in Wadi Al Bayyara Area

Seventeen representative samples from monzo- and granodiorite outcrops. Petrographic studies indicate the presence of feldspar, plagioclase, quartz and mafic minerals of biotite and muscovite (Figs. 4C, D). The results of XRD indicated that the major minerals of the most samples are quartz and feldspar (orthoclase, albite and microcline) and minor minerals – muscovite and biotite (Fig. 5).

Chemical Characteristics

According to their chemical composition feldspars are divided into four chemically distinctive subgroups: potassium feldspar (orthoclase, KAlSi_3O_8), sodium feldspar (albite, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), calcium feldspar (anorthite, $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) and barium feldspar ($\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$). The standard chemical composition of feldspar minerals are shown in Table 1.

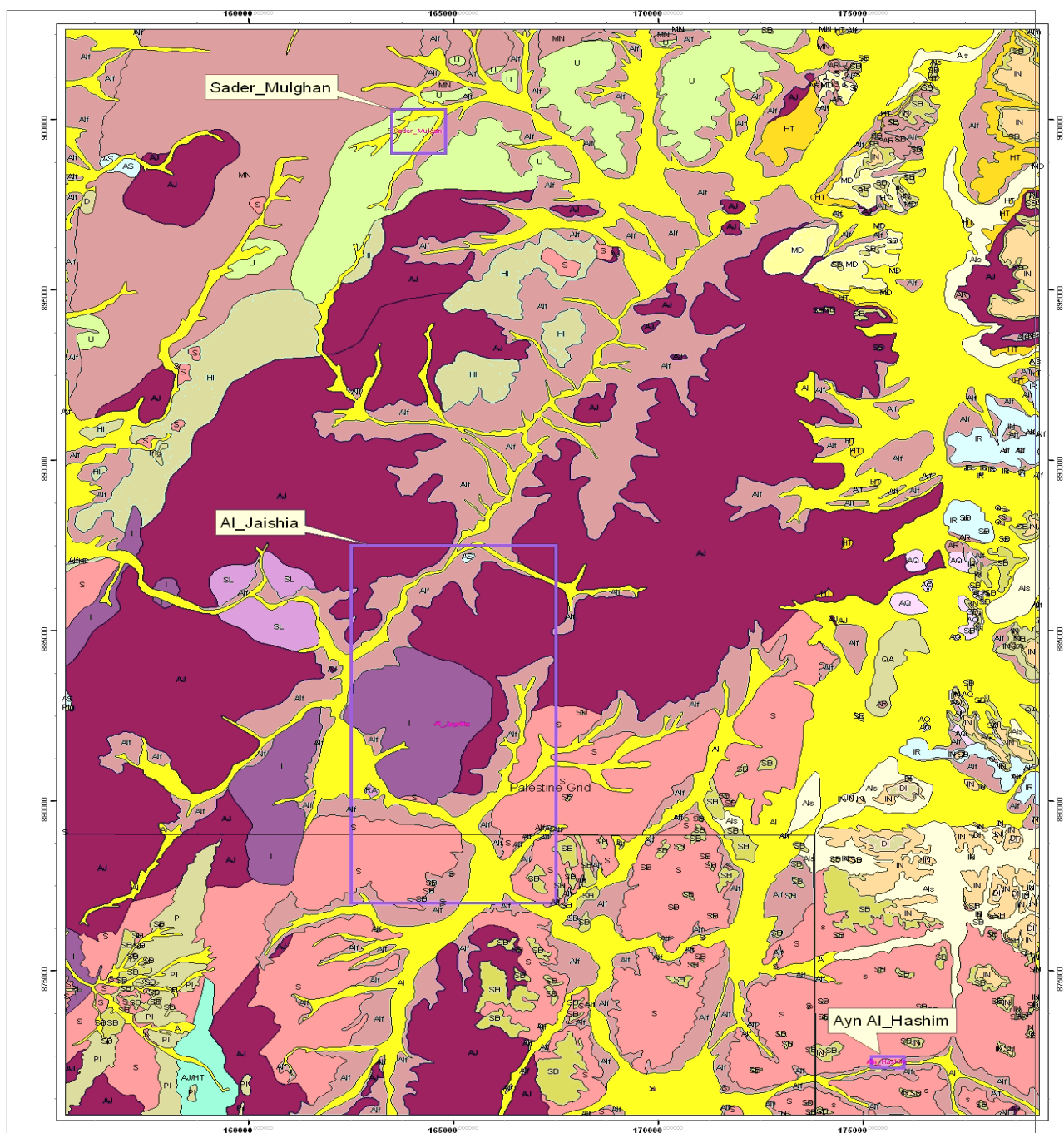
Table 1. Chemical composition of feldspar minerals (%)

Feldspar	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	Al ₂ O ₃	SiO ₂
Microcline	16.9	—	—	18.4	64.7
Orthoclase	19.9	—	—	18.4	64.7
Albite	—	11.8	—	19.4	68.8
Anorthite	—	—	20.1	36.6	43.3

The samples of feldspar ore have been collected from different localities of the Aqaba Complex to investigate the chemical composition of the feldspar from the areas of Wadi Al-Jaishieh, Ayn Al Hashim, Wadi Sader Mulghan and Wadi Sader Ash Shuqayri (Figs. 3C, D, E, F). All samples were analyzed by X-ray fluorescence (XRF) method at the laboratories of Natural Resources Authority, Jordan.

Chemical composition of feldspar of Wadi Al-Jaishieh

Four representative samples were collected from three localities at the Wadi Al-Jaishieh Feldspar deposit. Results of the major elements presented in Table 2. The K₂O content varies from 2.30 to 4.34% and Na₂O from 3.92 to 5.54%, while the SiO₂ content is from 71.33 to 74.49%. Some variations in the content of alkalis is due to the heterogeneous distribution of the feldspar minerals that present in the original granitic rocks.



Legend

Geological Formation:

- | | |
|-----------------------------------|-----------------------------------|
| Umm ishrin sandstone | Janub metamorphic |
| Abu jadda granite | Marsad porphyry |
| Azraq /Qara granite | Ma'in Sandstone |
| Ar Rashidiyya Aplite | Fluviatill and Lacustrine Gravels |
| Abu saq'a schist | Quraynifat volcanic |
| Alluvium And Wadi Sediments | Azraq /Qara granite |
| Alluvial fan | Rahma Foliated |
| Mudflat | Sabil Granodiorite |
| Aeolian Sand and Sand Dunes | Salib Arkusic Sandstone |
| Duheila Hornblende | Silal |
| Disi Sandstone | Urf porphyritic |
| Lake Deposit | Study Area |
| Humrat granite | |
| Imran Monzogranite | |
| Irkheim' saham /shaa monzogranite | |



Natural Resources Authority
Administration Of Geological Survey
Information Directorate
GIS Division
November 2006
GIS Processing By: Basima Al_Karasneh

Map scale 1: 75,000
Palestine Grid

Fig. 2. Compiled geologic map shows the distribution of feldspar ore deposits

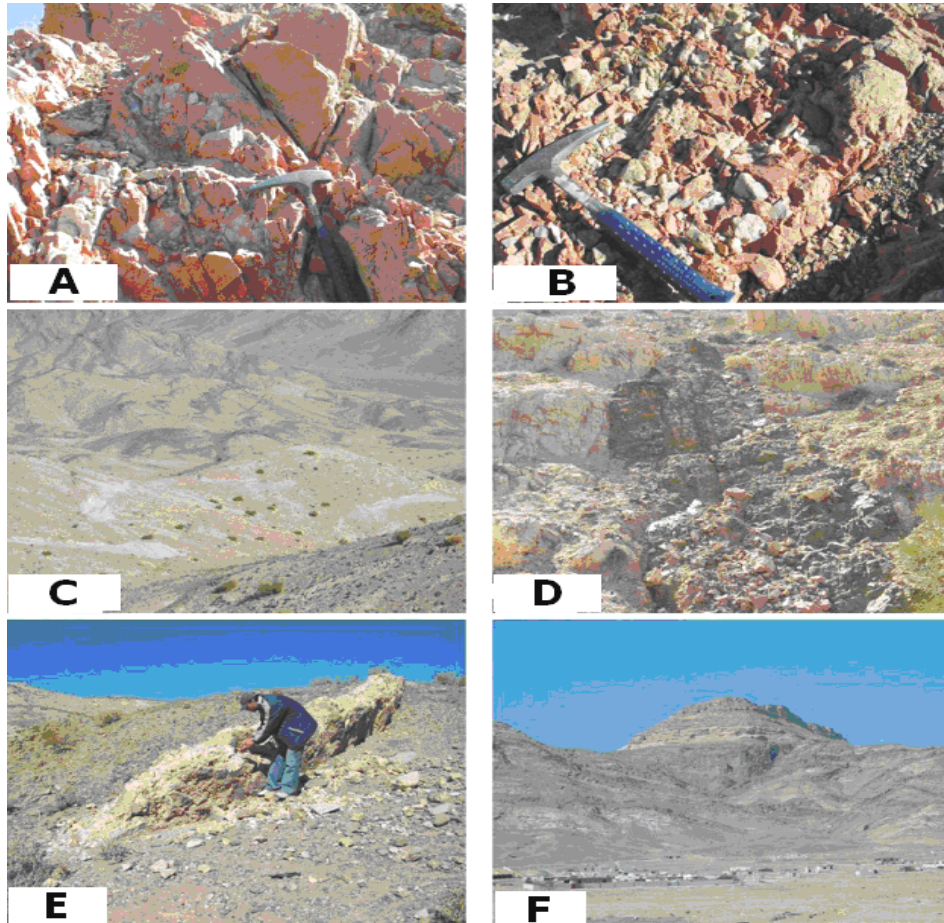


Fig. 3. A-B – pegmatites with coarse grained texture mainly composed of quartz and alkali feldspar; C – dolerite dike intruded the study area, the main strike directions of the dykes are NE-SW; D – monzogranite intruded by a dolerite dyke; E – calcite vein intruded the monzogranite rocks; F – the unconformity between the Precambrian igneous rocks and the overlying lower Cambrian sandstone

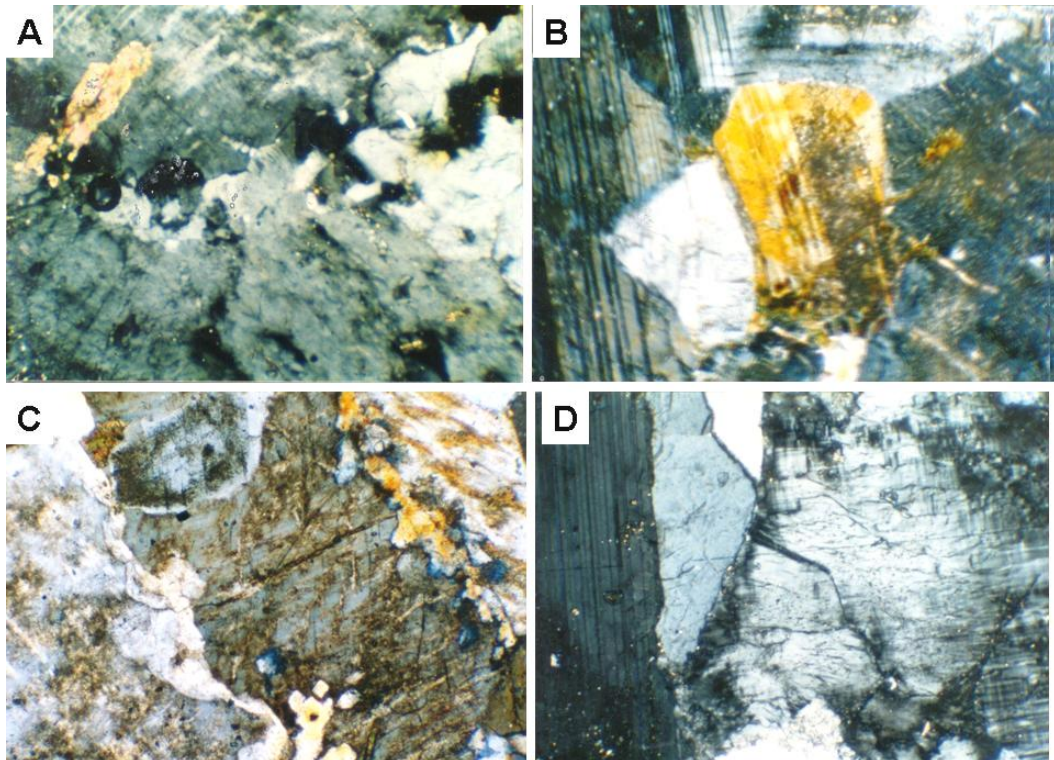


Fig. 4. A – photomicrograph shows coarse-grained, anhedral perthite, quartz, muscovite and opaque minerals (XPL, 40X); B – photomicrograph shows euhedral to subhedral plagioclase with albite twinning and selective alteration of plagioclase (XPL, 40X); C – photomicrograph shows anhedral coarse-grained crystals of perthite intergrowth of orthoclase and lamellae of albite; zoned plagioclase occurs and quartz is present as fine grains (XPL, 40X); D – photomicrograph shows plagioclase, occurs as elongated subhedral crystals with albite twinning, fractured microcline shows cross-hatching twinning and quartz is also present (XPL, 40X)

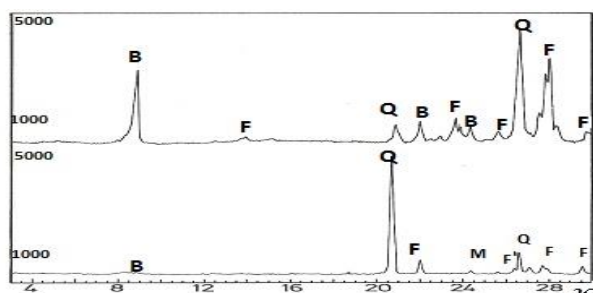


Fig. 5. XRD patterns of the major minerals of granite rocks (B: biotite; F: feldspar; Q: quartz; M: muscovite)

The iron oxides occurred with low content in and vary from 0.81 to 2.28% which are thought to be produced from the chemical alteration of the mafic minerals.

Table 2. Chemical analysis of feldspar ore deposit in Wadi Al-Jaishieh (%)

Area	SiO ₂	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O
J/North	71.46	1.05	1.02	13.98	5.53	4.29
J/Area1	71.72	1.04	1.37	13.63	5.34	4.34
J/Area2	74.49	1.62	2.28	13.25	3.92	4.28
J/South	71.33	3.22	0.81	12.90	5.54	2.30

Chemical composition of feldspar of Ayn Al Hashim

Two samples have been analyzed from the Ayn Al Hashim Feldspar deposit. The results are shown in Table 3. Comparing these results with those from other localities, it can be noticed that the SiO₂ content is less than 70%, whereas the Al₂O₃ and K₂O content is higher in samples from other localities, and the content of iron oxides is changeable (0.22-1.45%). This reflects the heterogeneous character of the magma and the processes of chemical weathering.

Table 3. Chemical analysis of feldspar in Ayn Al Hashim (%)

Area	SiO ₂	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O
Hashim/1	66.7	0.03	0.22	18.8	4.06	11.0
Hashim/2	69.0	0.60	1.45	14.8	2.64	8.60

Chemical composition of feldspar of Wadi Sader Mulgan

Three representative samples were analyzed from the feldspar ore of Wadi Sader Mulgan. The results revealed that the total alkalis (Na₂O+K₂O) varies from 9.77 to 10.24%, while the average content of iron oxides is 0.51%. All the results are presented in Table 4.

Table 4. Chemical analysis of feldspar at Wadi Sader Mulgan area (%)

Area	SiO ₂	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O
Wsader/1	72.99	0.61	0.65	14.29	4.13	5.64
Wsader/2	72.90	1.20	0.58	14.20	5.25	4.99
Wsader/3	73.69	1.37	0.30	13.02	6.05	3.73

Chemical composition of feldspar of Wadi Sader ash shuqayri

The results of the samples collected from different localities from this area revealed that total alkalis (Na₂O+K₂O) varies from 8.41 to 8.84%, which is considered to be a good source for feldspar deposits, and Fe₂O₃ ranges from 1.44 to 1.86%, which is considered low. These results are shown in Table 5.

Table 5. Chemical analysis of major oxides at Wadi Sader Ash Shuqayri in percent (%)

Area	SiO ₂	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O
1	70.27	1.45	1.44	15.67	4.48	4.36
2	66.44	2.76	1.86	16.06	4.94	3.52
3	67.27	2.78	1.82	15.43	4.53	3.88

Chemical composition of feldspar of Wadi Al Bayyara area

The results of the collected samples from this area show content intermediate to high alkalis (K₂O+Na₂O), which ranges from 6.03 to 9.47 %, with an average of 8.51%. The iron oxides in these samples have an acceptable amount with an average of 1.96%. These mafic minerals could be reduced by different simple processing mechanisms such as flotation and magnetic separation processes.

Table 6. Average of five samples of major oxides from different localities at Wadi Al Bayyara area (%)

Area	SiO ₂	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O
WB	67.48	2.27	1.96	15.87	4.81	3.70

Average chemical composition of feldspar in Jordan and other countries

Compared the results of the total alkalis (Na₂O+K₂O) of Jordan feldspars with other countries it can be noticed that the total alkalis of (Na₂O+K₂O) in Sweden is 8.83%, in Norway is 8.9% and in Japan is 7.44%, whereas in Jordan is 9.36% (Table 7).

Table 7. Average chemical analysis of the feldspars in other countries compared with Jordan feldspar

Oxides %	Turkey	Norway	Japan	Jordan
MgO	1.10	0.0	0.8	0.36
Na ₂ O	3.19	4.3	3.39	4.28
K ₂ O	4.49	4.6	4.05	5.08
SiO ₂	66.03	75.30	77.14	70.70
CaO	1.98	0.9	0.5	1.47
Al ₂ O ₃	16.83	14.90	14.12	14.67

Evaluation and Investment Opportunities

The future opportunity of the feldspar deposits in south-western Jordan should be related to many aspects that will be take into consideration. Among these is the mineral and chemical composition, purity of the ore, type of mining and exploitation, mineral processing and recovery of the ore, in addition to the infrastructure at the study area. NRA indicated a total of 15 promising localities that have been identified. Thirteen of these localities have been inspected and sampled. The feldspar areas can be followed on map sheets of 1:50000 scale in Jabal al Mubarak, Ayn Al Hashim, Umm Ishrin, Aqaba and Wadi Rahma. On the basis of the technological results and dressing tests it can be noticed that the most convenient areas for feldspar production are Al Jaishiah within Jabal al Mubarak, Wadi Sader Mulgan and Wadi Sader Ash Shuqayri. These localities are more accessible and also more suitable from an extraction and mining viewpoint.

Al Jaishiah feldspar ore deposit

The deposit is located 6km south of Aqaba within Jabal al Mubarak and Aqaba sheet maps. The area is restricted between two major faults, almost parallel to each other. This area is largely affected by tectonic movements and caused of many

minor faults on the intersection and crushed zone. The deposit is characterized by easy accessible, lack in dikes and has high alkali content. This area could be with low costs of mining and beneficiation. The most suitable mining method at the Al Jaishiah ore deposit which should be applied for exploitation of the crushed granite is the selective open pit mining method (Haddad, 1976). The reasons for applying the mentioned method are as follows: 1) the northern part is very extensive traversed with dikes; 2) distribution of the mafic minerals content along the crushed granite is variable; 3) the alkali-group in the ore is variable, 4) the surface crushed granite is with coarse-medium blocks and the interior crushed granite is friable and with fine-grained blocks, and the silica content in the Al Jaishiah feldspar ore deposit is also changeable.

Wadi Sader Mulghan, Wadi Sader Ash Shuqayri and Wadi Al Bayyra feldspar ore deposit

The feldspar deposits are located north of Aqaba. The studied area is located in the Aqaba and Wadi Rahma sheet maps, scale 1:50000. NRA studied the area in full exploratory program during the period 2005-2010 in order to estimate the alkali content and the mineralogical components of feldspar deposits. The feldspar deposits are present in Mulghan Monzogranite to Granodiorite units and the thickness is ranging from 10 to 25 m. The estimated reserve of the deposit is about 55 million ton (Ala'a, Shakkour, 2010). Comparing with the Al Jaishiah feldspar ore deposit, the feldspar at the Wadi Sader Mulghan, Wadi Sader Ash Shuqayri and Wadi Al Bayyra areas is more favourable for exploitation due to the following reasons: 1) less ferro-magnesium minerals; 2) higher alkali content; 3) less dikes; 4) easier exploitation, better accessible and suitable for mining. For these reasons, the open pit mining method was found suitable to be the cheapest method and will give the highest recovery and safest method.

Ayn Al Hashim feldspar ore deposits

The deposit is located 45 km southeast of Aqaba, east of Titten village. NRA studied the area during 2010. Several samples were collected and analyzed from the pegmatite exposure, which is hosted by the Sabil Granodiorite Unit that belongs to the Rumman Tonalitic (Abu Baker, 2005). The length of the pegmatite intrusion is about 26 m, with 16 m width and 8.0 m thickness. Depending on previous diminutions of the ore, the estimated reserve will be between 10000-12000 tons, including small pockets of pure quartz that are present in the core of the pegmatite exposure (Abu Baker, 2005).

Conclusions

Feldspar ore deposits belong to the basement rocks of southwest Jordan which represents the northern extension of the Arabian Nubian Shield (ANS). The feldspar deposits are found in alkali granite rocks, leucogranites, pegmatites and alkali-rich granites, occurring as medium to coarse-grained, light colored igneous rocks, such as aplites and alaskite. They have a granite composition and are characterized by low content of mafic iron-bearing minerals. These deposits are located at Al-Jaishieh, Wadi Sadr Mulghan, Wadi Sadr Ashuqayri, Wadi Al Bayyra and in Ayn Al Hashim areas. Petrographic studies shows that the feldspar has perthitic and microperthitic, poikilitic, rare micrographic intergrowths

and local consertal and myrmekitic textures. Quartz occurs as medium-grained forms with about 25% of the volume of the rock. Plagioclase forms about 25-45% of the rock and occurs as large to medium grains, euhedral to subhedral elongated crystals showing well-developed albite twinning, partially altered to sericite. Orthoclase forms about 25-35% and occurs as well-developed crystals, showing perthitic texture and Carlsbad twinning, with perthite exhibits alteration along the albite lamellae. Microcline forms about 25-30% of the rock, showing cross-hatching twinning altered to clay minerals. Biotite and muscovite are present as flakes and forms about 2%. Biotite is altered to iron oxides or chlorite. XRD analysis indicate that the main minerals are orthoclase, plagioclase, microcline, albite and quartz, while the accessory minerals are iron oxides, muscovite, biotite and zircon. On the basis of the results of mineral processing and dressing tests it can be noticed that the most convenient areas for feldspar production are Al Jaishiah within Jabal al Mubarak and Aqaba sheet maps, Wadi Sader Mulghan within the Aqaba sheet map, and Wadi Sader ash Shuqayri. The feldspar in these areas are characterized by high alkali content and less mafic minerals. The studied areas are better accessible and also more suitable from an extraction and mining viewpoint.

Acknowledgments. The authors would like to thank the NRA staff for their help.

References

- Abu Baker, A. 2005. Feldspar in Ayn Al-Hashim area. – *Intern. Report, NRA, Amman, Jordan*, 35 p.
- Ala'a, S., O. Shakkour. 2007. Field study of feldspar content in the medium to coarse grained crushed alkali granite in wadi Sader Al Mulghan, southeast Jordan. – *Project Development and Investment Directorate, Exploration Studies Division, NRA, Amman*, 77 p.
- Ala'a, S., O. Shakkour. 2010. Feldspar content of alkali granite in wadi Sader Al Mulghan, southeast Jordan. – *Project Development and Investment Directorate, Exploration Studies Division, NRA, Amman*, 55 p.
- Al-Abtah, M., M. Louzi. 2002. Feldspar deposit in Ayn Al-Hashim area. – *Internal Report, NRA, Amman, Jordan*, 34 p.
- Barjous, M. 1997. An outline examination of a processing plant design for feldspar recovery from Jordanian granite sample. – *Second Jordanian Mining Conference, Jordan*.
- Barjous, M. 2000. Beneficiation of Jordanian feldspar from unique tectonically crushed granite. – *Third Jordanian International Mining Conference, Jordan*.
- Haddad, M. 1976. Beneficiation Studies of the Medium Grained Alkali Granites of the Aqaba-Quweira Area. – *NRA, Amman, Jordan*.
- Haddad, M., H. Barakat. 1988. Field study of medium to coarse granite crushed alkali granite deposit of east Aqaba area. – *NRA, Amman, Jordan*.
- Hakki, W. 1976. Medium grained alkali granites of the Aqaba-Quweira area for use as a source of feldspar for ceramics. – *NRA, Jordan*.
- Jarrar, G., R. Stern, G. Saffarini, H. Al-Zubi. 2003. Late and post orogenic Neoproterozoic intrusion of Jordan: implication for crustal growth in the northernmost segment of the East Africa Orogen. – *Precambrian Res.*, 123, 295-319.
- McCourt, W., K. Ibrahim. 1990. The Geology, Geochemistry and tectonic setting of the granite and associated rocks in the

- Aqaba and Araba Complexes of southwest Jordan. – *Bulletin 10, NRA, Jordan*.
- Rabba, I., K. Ibrahim. 1988. Petrography of the Plutonic Rocks of the Aqaba Complex. – *Bulletin 9, NRA, Jordan*.
- Rabba, I., 1991. The Geology of the Al Quwayra Area Map Sheet No. 3049 I. – *Bulletin 16, NRA, Jordan*.
- Rabba, I., K. Tarawneh, W. Abu-Jassar, K. Moumani. 1996. Atlas of granitic and associated rocks of the basement complexes of southwest Jordan. – *Bulletin 32, NRA, Jordan*.
- Rawashidi, K., M. Al-Abtah. 1996. Feldspar deposit in Al-Jashiah area. – *NRA, Jordan*.
- Tahat, O., M. Zawahreh, K. Rawashdeh, S. Ghweiri, D. Rayan. 2000. Concentration of Jordanian feldspar. – *Third International Mining Conference, Jordan*.
- Technostone, S. P. A. 1984. *Final Report on Feldspars, El Quweira Area. Study for the Exploitation of Deposits of Lithic Materials in Jordan*. 47 p.

РАЗПОЗНАВАНЕ НА МАГМЕНИ СКАЛИ ЧРЕЗ АНАЛИЗ В ПИКСЕЛА

Деница Борисова¹, Христо Николов¹, Бануш Банушев², Дойно Петков¹

¹Институт за космически изследвания и технологии, Българска академия на науките, 1113 София; dborisova@stil.bas.bg

²Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; banushev@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. Данните за спектралното отражение, които са записани от сензори като TM/ETM+ на спътника Landsat, често са получени от смесването на няколко "чисти" спектрални класа, попадащи в един пиксел. При дешифрирането и класификацията на многоспектралните данни с цел установяване на точни пропорции на класовете земно покритие този въпрос винаги е бил труден за решаване. Включването на наземни полеви и лабораторни измервания повишава точността на разпознаването. В настоящата работа се предлага използването на анализ на спектрални смеси, който се базира на анализ в пиксела за различаване на минерали, скали и почви. Тъй като смесването е линейно, то получената отражателна характеристика представлява линейно сумиране на отделните коефициенти на отражение за всеки отделен клас обекти, умножени по съответното им дялово участие. Друг проблем, който води до неточности в разпознаването, е случаят със смесени пиксели с ограничена спектрална разделяемост на подобни обекти (минерали и скали). Разработени са различни методи за подобряване на класификацията на смесените пиксели като се идентифицират подпикселни компоненти и техните пропорции. Затова са направени допълнителни спектрометрични измервания на гранити, гранодиорити и кварц-диорити като широко разпространени представители на магмените скали. Измерванията са извършени с помощта на спектрометър TOMS. Основното предимство на представения метод е, че смесените пиксели се използват по време на фазата на обучение в анализа на данните. Методът е сравнително прост, евтин и обективен.

DETECTION OF IGNEOUS ROCKS BY SUB-PIXEL METHOD

Denitsa Borisova¹, Hristo Nikolov¹, Banush Banushev², Doyno Petkov¹

¹Space Research and Technology Institute, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia; dborisova@stil.bas.bg

²University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; banushev@mgu.bg

ABSTRACT. The spectral reflectance data, recorded by remote sensors (such as Landsat-TM/ETM+), often result in from of spectral mixture of several "pure" spectral classes, included in the area covered by single pixel. This problem is the so-called mixed pixel problem. It has always been a difficulty in multi-spectral data decomposition and classification in deriving accurate proportions of the land cover classes. Including ground-measured data is especially useful with respect to increasing the accuracy of such classifications. This study proposes the use of a spectral linear unmixing or spectral mixture analysis (SMA) based on sub-pixel method for mineral, rock and bare soils recognition. If mixing is considered linear, then the resulting pixel reflectance is a linear summation of the individual material reflectance multiplied by the surface fraction they constitute. Besides, the problem of mixed pixels, limited spectral separability among similar minerals and rock types is another problem that causes inaccuracy in identification. Various methods of SMA have been developed to improve the classification of mixed pixels and to detect and identify sub-pixel components and their proportions. For this reason, additional laboratory and in-situ spectrometric measurements and approaches as well as rock line and ratio indices are applied. Laboratory and in-situ measurements are performed using spectrometer TOMS. The rock line way is based on the soil line concept in remote sensing. The ratio indices are chosen considering rock types in the study as follow granite, granodiorite, quartz-diorite etc. The main advantage of the presented technique is that mixed pixels are used during the training phase. Compared to these other techniques, the present one is simple, cheap and objective.

Въведение

Данните за спектралното отражение от изследвани обекти често са получени от смесването на няколко "чисти" спектрални класа, попадащи в един пиксел. При дешифрирането и класификацията на многоспектралните данни с цел установяване на точни пропорции на класовете земно покритие този въпрос винаги е бил трудно решим. В настоящата работа се предлага да се използва анализ в пиксела на спектрални смеси. Спектралните отражателни характеристики представляват линейно сумиране на отделните коефициенти на отражение за всеки отделен клас обекти, умножени по съответното им

дялово участие. До неточност в разпознаването на обекти се стига и при смесени пиксели с ограничена спектрална разделяемост на подобни минерали и скали. Разработени са различни методи за подобряване на класификацията на смесени пиксели като се идентифицират подпикселни компоненти и техните пропорции. Затова са направени допълнителни спектрометрични измервания на гранити и гранодиорити като разпространени представители на магмените скали. Измерванията са извършени с помощта на спектрометър TOMS. Проведени са петрографски изследвания на изучаваните магмени скали. Основното предимство на представения метод е, че смесените

пиксели се използват по време на фазата на обучение в анализа на данните. Методът е сравнително прост, евтин и обективен.

Материали и методи

Една от най-често използваните количествени характеристики на отражателните свойства на обекта е спектралният коефициент на отражение Γ , който се прилага при декомпозицията на спектрални смеси. Според дефиницията за спектралния коефициент на отражение и като се знае свойството адитивност на отразената радиация (Mishev, 1991), е в сила следният израз за регистрираната за дадена дължина на вълната λ_i яркост:

$$L_{\Sigma}(\lambda_i) = \sum_{j=1}^n p_j L_j(\lambda_i), \quad \sum_{j=1}^m p_j = 1 \quad (1)$$

където p_i е относителната площ, заемана от обекта;

$L_j(\lambda_i)$ е яркостта на същия обект; $i = 1 \dots n$; $j = 1 \dots m$, от което се получава:

$$r_{\Sigma}(\lambda_i) = p_1 r_1(\lambda_i) + p_2 r_2(\lambda_i) + \dots + p_m r_m(\lambda_i) = \sum_{j=1}^m p_j r_j(\lambda_i) \quad (2)$$

или за конкретна дължина на вълната:

$$r_{\Sigma}(\lambda) = \sum_i p_i r_i(\lambda) \quad (3)$$

където $r_{\Sigma}(\lambda)$ са резултантните отражателни спектри на смесения клас, $r_i(\lambda)$ – отражението от всеки компонент в спектралната смес, p_i – относителното дялово участие (процентно съдържание, коефициент на проективно покритие) на всеки компонент.

За определяне на резултантната (сумарната) спектрална отражателна характеристика на смесения клас $R_{\Sigma}[r_{\Sigma}(\lambda_i)]$ е необходимо да се реши система линейни алгебрични уравнения за всяка дължина на вълната $\lambda_i (i = 1 \dots n)$. По такъв начин измерваната резултантна отражателна характеристика зависи от дяловото участие на всеки отделен клас, т.е. от заеманата от всеки от компонентите (чистите класове) относителна площ (напр. двукомпонентна смес – p_1 и p_2) в рамките на пиксела и от спектралните им свойства $r_1(\lambda_i)$ и $r_2(\lambda_i)$. Законът за линейна суперпозиция на отразената радиация (1) позволява по измереното интегрално отражение на смесения клас $r_{\Sigma}(\lambda_i)$ и априорно известни спектрални характеристики на отделните класове да бъдат определени пропорциите, с които тези класове участват във формирането на общата отражателна характеристика, т.е. да бъдат определени p_1 и p_2 :

$$p_1 = \frac{r_{\Sigma}(\lambda_i) - r_2(\lambda_i)}{r_1(\lambda_i) - r_2(\lambda_i)} \quad (4)$$

$$p_2 = \frac{r_1(\lambda_i) - r_{\Sigma}(\lambda_i)}{r_1(\lambda_i) - r_2(\lambda_i)} \quad (5)$$

Тази процедура, представляваща декомпозиция на смесени класове, лежи в основата при решаването на задачи, свързани с разпознаването и класификацията на обекти върху земната повърхност по спектрални характеристики, количествена оценка на техни параметри и др. В инверсен вариант, т.е. при известни (зададени) p_1 и p_2 , тя е използвана за моделиране на спектралните отражателни характеристики $r_{\Sigma}(\lambda_i)$ на изучаваните смеси. След това въз основа на провеждане на статистически анализи (в настоящия труд са използвани регресионен и клъстерен) моделираните спектрални смеси се сравняват с реални данни от наземни измервания. След подбор на подходящи спектрални преобразувания за разпознаване на скални обекти по спектрални данни се анализират цифрови данни от Landsat TM/ETM+.

За целта на настоящата работа са направени експериментални измервания на гранити и гранодиорити. Смесеният клас в направените изследвания е формиран от скалообразуващите минерали в скалите. Минералите са групирани като светли (салични–salic) и тъмни (мафични–mafic). Съгласно Мишев, 1981; Мишев и Кынчева, 1988; Mishev, 1991 и като се знае (3) е получена следната система уравнения:

$$r_{\Sigma 1}(\lambda) = p_{s1} r_s(\lambda) + p_{m1} r_m(\lambda) \quad (6)$$

$$r_{\Sigma 2}(\lambda) = p_{s2} r_s(\lambda) + p_{m2} r_m(\lambda)$$

където p_s (salic) и p_m (mafic) е процентното съдържание (дяловото участие), съответно за саличните и мафичните минерали като

$$p_s + p_m = 1 \quad (7)$$

$r_s(\lambda)$ и $r_m(\lambda)$ са спектралните коефициенти на отражение на съответните минерали за конкретна дължина на вълната λ .

След решаване на системата уравнения (6) са получени спектралните коефициенти на отражение на съставлящите класове $r_s(\lambda)$ и $r_m(\lambda)$.

Спектрометричните измервания са проведени с помощта на спектрометър TOMS, работещ в спектралния диапазон 400-900 nm. Спектрометърът е разработен и конструиран в секция Системи за дистанционни изследвания при ИКИТ-БАН (Petkov et al., 2005a; Petkov et al., 2005b). В резултат на тези измервания са получени спектрални отражателни характеристики на изследваните обекти. Спектралната характеристика представлява зависимост на отражението от изучаваните обекти в проценти (reflectance, %) от дължината на вълната в нанометри (wavelength, nm). Получените данни са обработени статистически като в използвания софтуер на спектрометъра е зададено регистрирането на 100 спектъра, които са усреднени.

Изследвани са биотитови гранити от северозападната част на Копривщенския плутон. Те са светлосиви, на места оцветени в ръждивокафяво от железни хидроксида. Те са средно- до едрозърнести, порфиroidни с ясен линеен паралелизъм. Изградени са от К-фелдшпат, плагиоклаз,

кварц, биотит, апатит и циркон (Приставова, Банушев, 2007).

Изучаваните гранодиорити са сиви, сивозелени, средно-до едрозърнести, равномерно- до неравномернозърнести с масивна текстура и хипидиоморфнозърнеста структура. Гранодиоритите са изградени от първичномагматичен плагиоклаз, кварц, К-фелдшпат, амфибол, биотит и вторични дребнолюспеста бяла слюда, хлорит, епидот, биотит, албит. Акцесорните минерали са представени от апатит, циркон, титанит, аланит-(Ce) и магнетит. Въз основа количествените съотношения на мафичните минерали гранодиоритите са определени като биотит-амфиболови и амфибол-биотитови. (Kamenov et al., 2002).

Σ

Резултати и дискусия

На фигура 1 са показани спектралните отражателни характеристики на двата типа скали (гранити – gr и гранодиорити – grd), чието групиране в два подкласа обекти е ясно отлчиимо. Получените стойности на спектралните коефициенти на отражение зависят предимно от съдържанието на салични и мафични минерали. При гранитите съдържанието на салични минерали е по-висок $p_s = 50-70\%$, което довежда до получаване на по-високи стойности на спектралния коефициент на отражение, докато при гранодиоритите количеството на мафичните минерали е по-голямо

$p_m = 75-90\%$, което се изразява с по-ниски стойности на спектралния отражателен коефициент.

Отделните графики на фигура 1 са в зависимост от стойността на p_s и p_m за всеки образец, като приблизително са определени за:

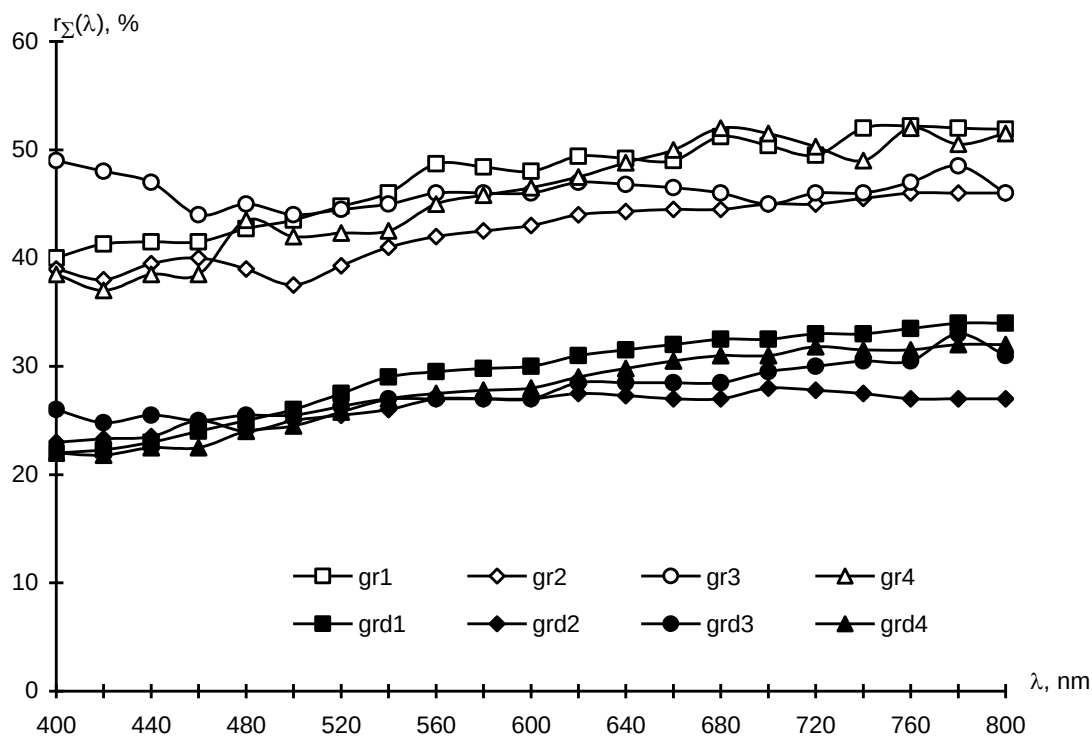
p_s : gr1-70% gr2-50% gr3-55% gr4-60%;

p_m : grd1-25% grd2-15% grd3-10% grd4-20%.

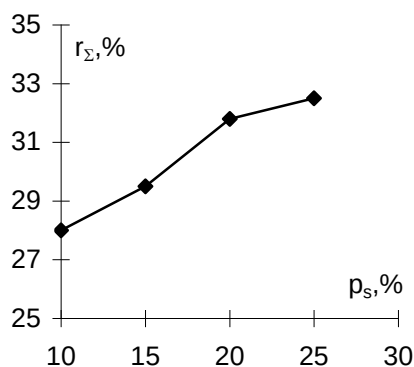
Ясно забележима е добрата разделимост между гранодиоритите и гранитите според спектралните им отражателни характеристики като стойностите на спектралните коефициенти на отражение се обособяват в границите 20-30% за гранодиоритите и 40-50% за гранитите.

На фигури 2 и 3 са представени зависимостите на спектралния отражателен коефициент $r_\Sigma(\lambda)$ за $\lambda = 700\text{ nm}$ от процентното участие на салични и мафични минерали в състава на гранодиоритите.

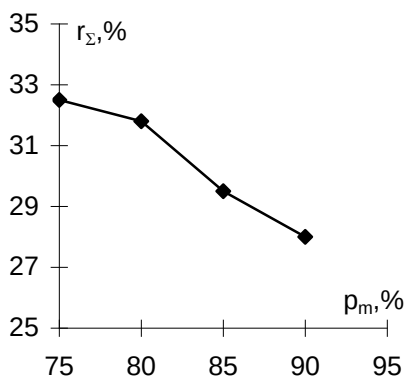
На фигура 4 е изобразена зависимостта на спектралния отражателен коефициент $r_\Sigma(\lambda)$ от процентното съдържание на светлите минерали p_s в гранитите и гранодиоритите при $\lambda = 740\text{ nm}$.



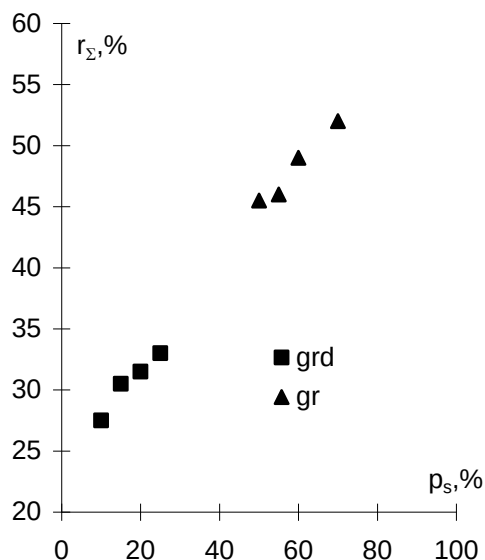
Фиг. 1. Спектрални отражателни характеристики на гранити (gr) и гранодиорити (grd)



Фиг. 2. Зависимост на спектралния отражателен коефициент $r_\Sigma(\lambda)$ за $\lambda = 700 \text{ nm}$ от процентното участие на салични минерали в grd



Фиг. 3. Зависимост на спектралния отражателен коефициент $r_\Sigma(\lambda)$ за $\lambda = 700 \text{ nm}$ от процентното участие на мафични минерали в grd



Фиг. 4. Зависимост на $r_\Sigma(\lambda)$ за $\lambda = 740 \text{ nm}$ от процентното участие на саличните минерали в гранитите и гранодиоритите

Наблюдава се добра разграничаване на двата типа скали, изразена в групирането на стойностите на спектралния отражателен коефициент в две достатъчно достоверни области. Ясно се вижда възможността по измерените спектрални отражателни характеристики на двата подкласа скали да се направи разделяне им според зависимостта $r_\Sigma(\lambda = 740 \text{ nm}) = f(p_s)$. Стойностите на

p_s се групират от 10% до 30% за гранодиорити и от 50% до 80% за гранити, на които съответстват $r_\Sigma(\lambda = 740 \text{ nm})$ 28-32% и 45-52%. Оформят се два клъстера, между които се наблюдава спектрален прозорец в диапазона на спектралния отражателен коефициент $r_\Sigma(\lambda = 740 \text{ nm}) = 35\% - 45\%$.

Заклучение

Гореизложеното води до заключението, че има добра спектрална разделимост на двата типа скали като се използва метода на подпиксела. Представена е и възможността за определянето по спектрометрични данни на съдържанието на салични и мафични минерали в магмени скали. Изложената последователност на измерване и анализиране на получените резултати, приложена за разпознаване на гранити и гранодиорити, може да се използва и за останалите видове скали, разглеждани като смесен клас от основните скалообразуващи ги минерали, което ще бъде направено в последващи работи.

Литература

- Мишев, Д. 1981. *Дистанционни изследвания на Земята от Космоса*. С., Изд. БАН, 206 с.
- Мишев, Д., Р. Кынчева. 1988. Определение относительной площади, занимаемой посевом, по данным спектрометрических измерений. – *Исследование Земли из космоса*, 5, 71-75.
- Приставова, С., Б. Банушев. 2007. Магмени, седиментни и метаморфни скали от Централното Средногорие. – В: *Ръководство за учебни практики по минералогия и петрография* (ред. Костов, Р. И.). С., Изд. къща "Св. Иван Рилски", 80-84.
- Kamenov, B., A. von Quad, I. Peycheva, 2002. New insight into petrology, geochemistry and dating of the Vejen pluton, Bulgaria. – *Geochemistry, Mineralogy and Petrology*, 39, 3-25.
- Mishev, D., 1991. Spectral characteristics of mixed classes of natural formations. – *Acta Astronautica*, 25, 8/9, 443-446.
- Petkov, D., Al. Krumov, H. Nikolov, G. Georgiev. 2005a. Multichannel nadir spectrometer for thematically oriented remote sensing investigations. – *Proceedings of SES 2005*, 227-231.
- Petkov, D., G. Georgiev, H. Nikolov. 2005b. Thematically oriented multichannel spectrometer (TOMS). – *Aerospace Research in Bulgaria*, 20, 51-54.

СТАТИЧЕСКИ КОРЕКЦИИ В ОБРАБОТКАТА НА СЕИЗМОПРОУЧВАТЕЛНИ ДАННИ

Мая Григорова¹, Бойко Рангелов²

¹РЕКСИМсеиз ООД, 1680 София; maya_mgu@abv.bg

²Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София

РЕЗЮМЕ. Важна стъпка в обработка на сеизмичната информация е изчисляването на първичните (полеви) статически поправки. Съществуват различни подходи за компенсиране влиянието на горната ниска скоростна част на геоложкия разрез. Класическият метод е използването на данни от микро-сеизмичен каротаж (МСК) в характерни точки по сеизмичния профил, където се променят значително, както кота така и условията на възбуждане на сеизмична енергия. Един от съвременните методи за изучаване на зоната на малките скорости (ЗМС) и изчисляване на първоначалните (полеви) статически корекции за компенсиране влиянието на горната част на геоложкия разрез е използването на информацията от първите встъпвания на сеизмичните колебания и рефрагираните вълни. Описани са кратко теоретичната основа на метода и неговите предимства. Дискутират се последователността от процедури за обработка на сеизмичните данни по описаната технология. Показани са характерни примери от различни площи илюстриращи предимствата на метода. Направени са сравнения с резултатите от използването на други методи за решаване на проблема с изчисляването на първичните (полеви) статически поправки.

STATIC CORRECTIONS IN SEISMIC DATA PROCESSING

Maya Grigorova¹, Boyko Rangelov²

¹REXIMseis Ltd., 1680 Sofia; maya_mgu@abv.bg

²University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia

ABSTRACT. An important step in seismic data processing is the calculation of primary (field) static corrections. There are many different methods used to compensate the influence of the upper low velocity part of the geological section. The classical method is performed by using borehole seismic data (VSP) along the seismic line, where there are differences both in the elevation and in the seismic energy generation conditions. One of the most advanced methods for studying the low velocity zone and for calculation of the primary (field) static corrections is based on using information from the first break on each recorded seismogram. Typical examples from variety of areas are used to demonstrate the advantages of the technology. Comparisons with results using other methods for resolving the problem with the calculation of primary (field) static correction are made. The theoretical aspects are shortly described in the article as well as the advantages of the technology.

Въведение

При провеждането на сухоземно сеизмично проучване с използване на отразени вълни, наличието на нееднородности и нарушения в горната част на разреза може да окаже значително влияние върху крайния резултат от обработката на получените данни. Подобни ефекти могат да се получат в резултат на редуване на тънки пластове, характеризирани се с различно залягане и различни скорости на разпространение на вълните, наличие на изветрели скали, тектонски деформации, топографски особености на района и др.

Коректното проследяване на подобни ефекти е абсолютно наложително за получаване на адекватна оценка на горната част на геоложкия разрез. Повърхностните геоложки аномалии се проявяват най-вече в три основни направления:

- сериозно засягат времената на пристигане на отразените вълни и по такъв начин оказват влияние при определяне позицията на пластове в разреза;

- оказват влияние върху вида и силата на генерирания шум;

- повлияват амплитудите на сигнала.

На съвременен етап един от най-надеждните подходи за изучаване на зоната на малките скорости и за изчисляване на първоначалните статически поправки е основан на данните от първите встъпвания на сеизмичните колебания. Първите встъпвания на вълните носят специфична информация за зоната на малките скорости, в която се разпространяват и за граничната повърхност между нея и коренните скали.

Основни моменти в приложението на методиката

Статическите поправки се изчисляват по данни получени при изучаването на зоната на малките скорости (ЗМС). Целта им е да компенсират напълно времевите отмества-

ния, предизвикани от повърхностните нееднородности, поради неточности в оценката на параметрите на зоната на малките скорости, грешки при интерполацията между точките и др. От точността, с която се определя пространственото изменение на скоростта в средата и до основните пречупващи и отразяващи граници, в значителна степен зависи и точността на построяване на сеизмичните разрези.

Съществуват различни подходи при определяне на зоната на малките скорости. Класическият подход включва използването на данни от микросеизмичен картаж (МСК) в определени точки от изследвания сеизмичен профил, където се наблюдават значителни изменения както на котата, така и на условията на възбуждане на сеизмичната енергия.

Един от най-съвременните подходи за определяне на статическите поправки включва използването на първите встъпления на сеизмичните вълни. На сеизмичните записи първият регистриран от приемниците сигнал се нарича първо встъпване на вълната. Първите встъпления са използвани главно за определяне на статическите поправки на зоната на малките скорости, разположена в горната част на разреза.

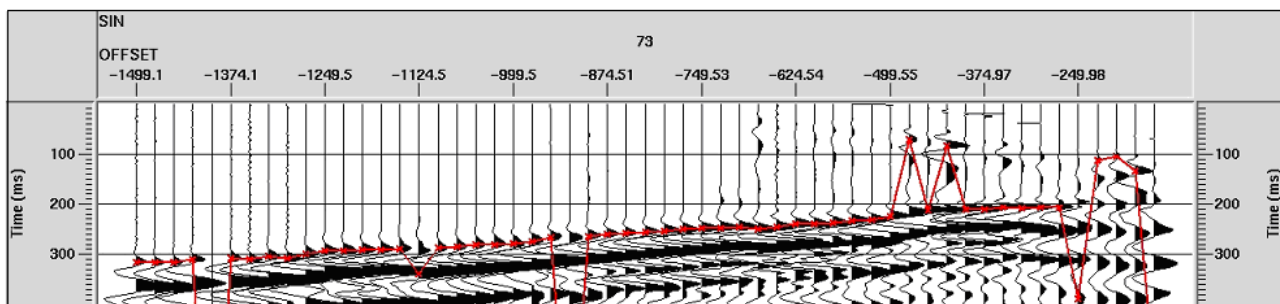
Една от най-прецизните техники за подбор на първите встъпления се свързва с използването на специализиран софтуер, с чиято помощ става възможно коректно да бъдат подбрани първите встъпления на вълните.

На фигура 1 е показан сеизмичен запис с автоматично подбрани първи встъпления. На записа се вижда, че автоматичният подбор може да бъде единствено ориентируващ по отношение на времената на встъпване на отразените вълни.

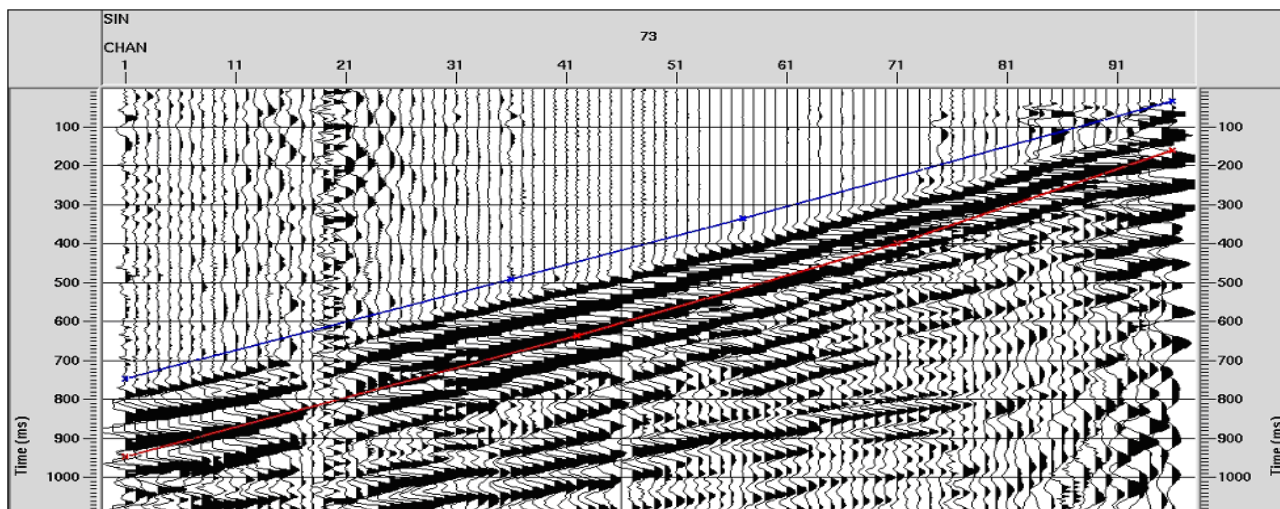
При наличие на данни, в които наличието на шум е съизмеримо с полезният сигнал разпознаването на реалните първи встъпления е силно затруднено. Поради тази причина, съвременните софтуерни пакети за определяне на първи встъпления дават възможност данните, подлагани на автоматичен подбор на първи встъпления, да бъдат ограничени в даден интервал от време (временен прозорец) (Hollingshead, Slaret, 1980).

Целта на временния прозорец е да ограничи сегмента от данни, в който автоматично да бъдат търсени първите встъпления на сигнала, в случаите, когато в данните се наблюдава голямо количество шум или при наличие на твърде слаб сигнал, дължащ се на малката продължителност на импулсите.

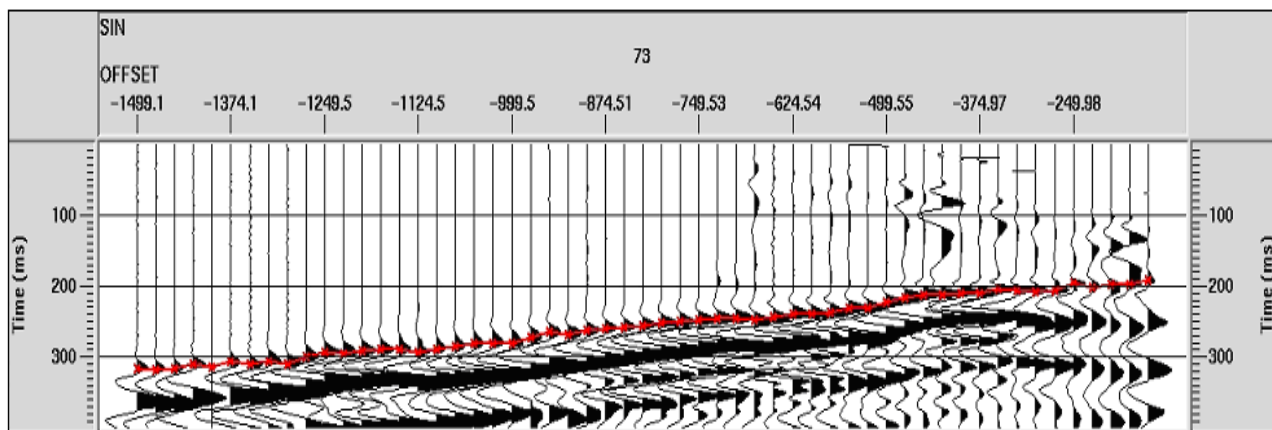
След извършване на автоматичен подбор, прецизирането на първите встъпления се извършва ръчно, като целта е на автоматично пикираните амплитуди да бъдат внесени допълнителни корекции за времената им на пристигане. Времената за пробег на първите встъпления на вълните могат да бъдат изразени по следния начин:



Фиг. 1. Сеизмичен запис с автоматично подбрани първи встъпления



Фиг. 2. Сеизмичен запис, с показан интервал от време за анализ на първите встъпления



Фиг. 3. Сеизмичен запис с ръчно подбрани първи встъпвания

$$t(n, m) = S(n) + R(m) + \sum \{ \sigma(k) \cdot \Delta(k) \} + s(n) + r(m) \quad (1)$$

където: $t(n, m)$ – пикираните първи встъпвания за n – тия източник и m – тия приемник;

$S(n)$ – закъснение във времето на пристигане за n – тия източник;

$R(m)$ – закъснение във времето на пристигане за m – тия приемник;

$\sigma(k)$ – забавянето в k – тата клетка по хоризонталния път между n – тия източник и m – тия приемник;

$\Delta(k)$ – пътя, който вълната изминава в k – тата клетка по хоризонталния път между n – тия източник и m – тия приемник;

$s(n)$ – грешка при определянето на времената на пробег на вълната за n – тия източник;

$r(m)$ – грешка при определянето на времената на пробег на вълната за m – тия приемник;

За целите на изследването е проведен и прецизен ръчен подбор на първите встъпвания. На фигура 3 е показан сеизмичен запис, на който след значително по-точен ръчен подбор на първите встъпвания (червената линия) се счита, че подобрените времена на пристигане на отразените вълни отговарят напълно на реалните им времена на пристигане.

Така подобрените първи встъпвания се използват за изчисляване на статическите поправки, необходими за привеждане на данните към определено ниво на привеждане, съобразно времената им на регистриране.

Разликата във времената на пристигане на отразените вълни, дължаща се на наличието на зона на малки скорости, може да доведе до неточности при обработката на данните и грешки при последващата интерпретация на резултатите. Поради тази причина изчисляването на статическите поправки се явява ключов момент от обработката на сеизмични данни, при който се разрешават спорни моменти по отношение на отражателните повърхнини и геоложките особености в горната част на разреза.

Изчисляването на статическите поправки включва няколко основни стъпки (Lawton, 1989):

- въвеждане на информация за скоростта на зоната на малките скорости, по данни от проведени сондажни изследвания;

- определяне на подходящо разстояние по повърхността на отражателната граница, което се използва за подбора на първите встъпвания;

- изчисляване скоростта на отражателната повърхност, посредством използването на данни за положението на източника, приемниците, формираните общи дълбочинни точки, както и информацията от пикираните времена на регистриране на вълните;

- изчисляване на закъснението във времената на регистриране на вълните въз основа на алгоритъма на Гаус-Зайдел. Този подход включва определяне на закъснението при регистрацията на вълните първоначално за източника, а впоследствие и за приемника. Изчисляването на статическите поправки посредством използването на първите встъпления и подхода на Гаус-Зайдел предполага, че под повърхностната среда може да бъде представена като изградена от хоризонтално или близки до хоризонтално залегащи пластови повърхнини, в които се наблюдават относително неголеми отклонения в наклона на пластовете и в латералното разпределение на скоростта;

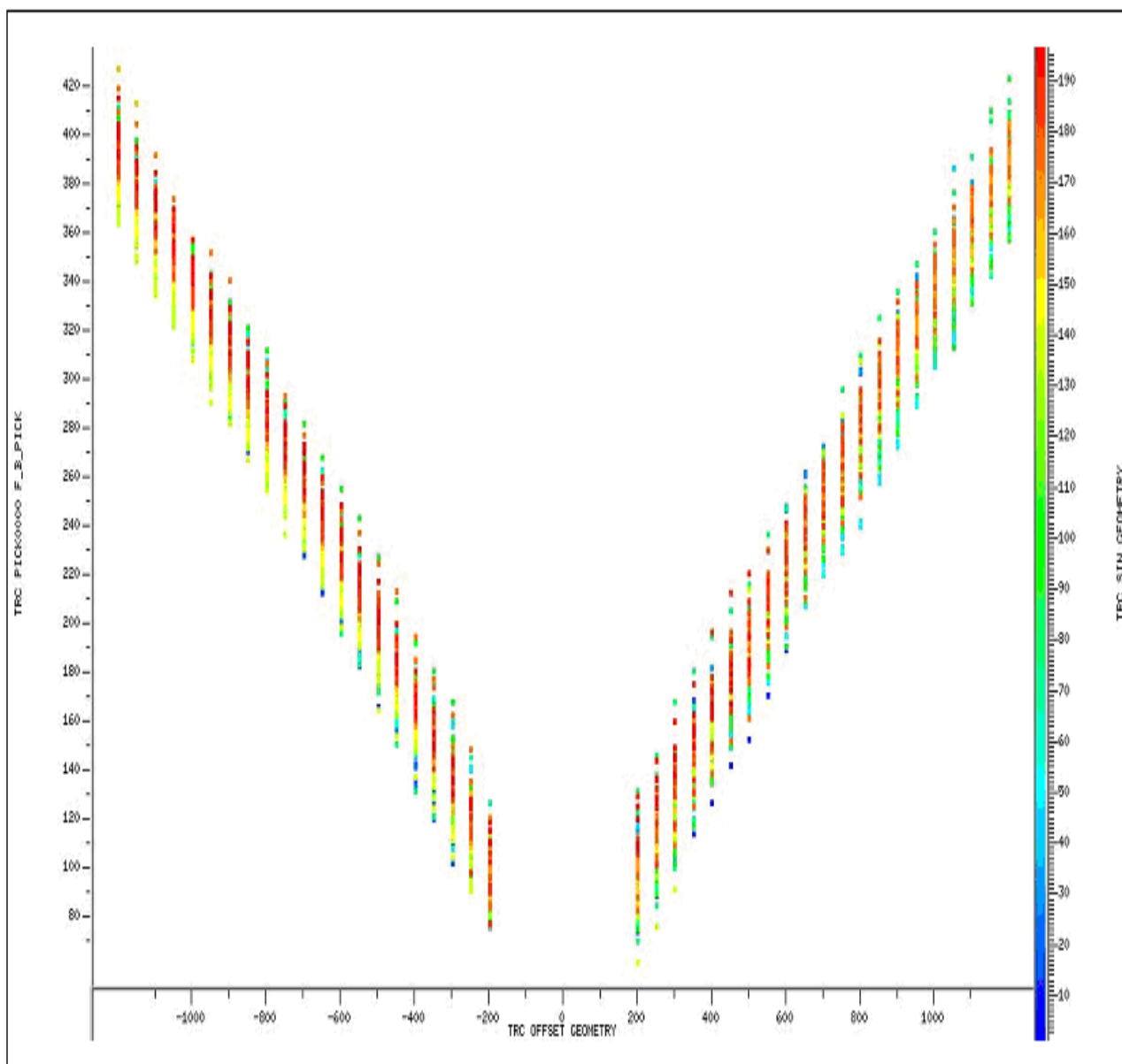
- изчисляване на модел на горната част на разреза. На този етап изчислените закъснения във времената на регистриране на вълните и определената скорост на отражателната повърхнина се използват за определяне на дълбочината до отражателната повърхност;

- изчисляване на статически поправки за източника и приемника, посредством данните за дълбочината и скоростта на отражателната повърхнина.

Непосредствено след подбора на първите встъпвания е извършен контрол върху качеството на пикираните времена на встъпване на вълните.

Фигура 4 демонстрира подредбата на пикираните първи встъпления, като на илюстрацията ясно се проследява как с нарастване на офсета и закъсненията при пристигане на вълните нарастват линейно.

На основата на записаните в база данни времена на първите встъпвания и разгледаната техника описана по-горе се изчисляват статическите корекции за всеки сеизмичен запис и за позицията на всеки сеизмоприемник по профила. На фигура 5 са показани окончателно изчислените поправки за един сеизмичен профил.



Фиг. 4. Визуален качествен контрол върху подобрите първи встъпвания на вълните

Качеството на получените статически поправки най-адекватно и коректно може да бъде оценено на сумирани данни. На фигура 6 е показан сеизмичен разрез с приложена статика изчислена спрямо релефа с ясно видими тектонски нарушения (фиг. 6, вляво). След прилагане на статически поправки, изчислени на базата на първите встъпвания на вълните по описаната методика (фиг. 6, вдясно), се наблюдава значително подобрене в латералното проследяване на основните отразяващи повърхнини.

Съставен е модел на горната част на разреза, който коригира успешно влиянието на скоростните нееднородности в зоната на малките скорости въз основа на коректно подобрите първи встъпвания и приложения метод на изчисление на статическите корекции.

Заклучение

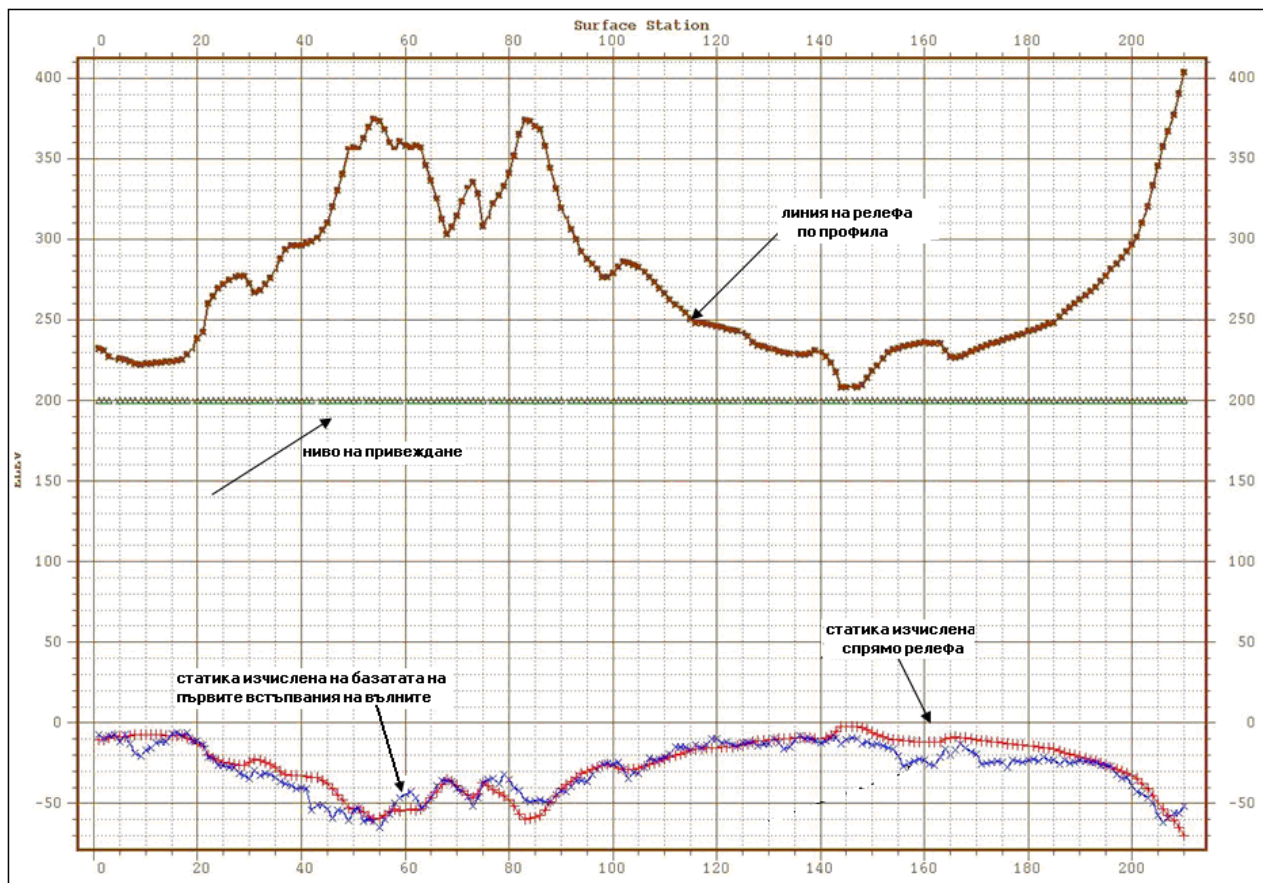
През последните години в световната практика се наблюдава значителен прогрес по отношение, както на методите използвани за изчисляване на статически поправки, така и по отношение на софтуерното им обезпечаване.

Това от своя страна води, както до постигането на значително по-реалистични и достоверни резултати от обработката на сеизмичната информация, така и до по-надеждно разрешаване на геоложки проблемните области в горната част на разреза.

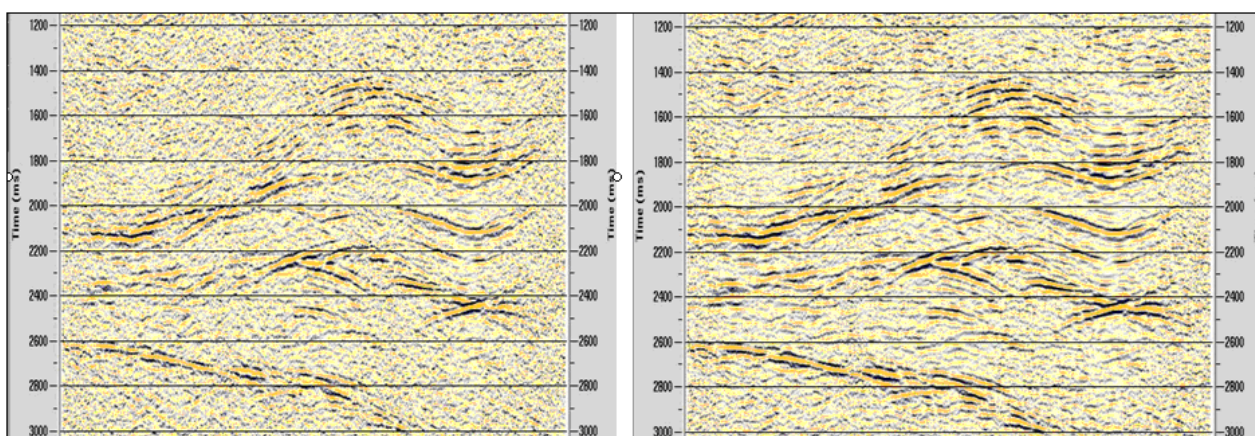
Решението за използването на един или друг подход при изчисляването на статическите поправки трябва да бъде предхождано от прецизен анализ на горната ниска скоростна част на разреза и основно трябва да бъде повлияно от геоложките особености на изследваната площ.

Във връзка с проведеното изследване могат да бъдат направени следните изводи:

- автоматичният подбор на първите встъпвания не осигурява в достатъчна степен необходимата точност при определянето на времената на пристигане на вълните;
- изчисляването на статическите поправки е повлияно в значителна степен, както от подобрите първи встъпвания на вълните, така и от коректно определения модел на зоната на малките скорости;



Фиг. 5. Изчислени статически поправки за един сеизмичен профил



Фиг. 6. Сумирани данни със статика изчислена спрямо релефа (вляво) и с приложени статически поправки, изчислени на базата на първите встъпвания на вълните (вдясно)

- извършеният ръчен анализ на първите встъпвания се оказва достатъчно ефективен инструмент за коректно определяне на времената на пристигане на вълните;
- проведените изследвания показват, че избраната методика за изчисляване на статическите поправки довежда до адекватно дефиниране на горната част на разреза. В случаи, когато така подобрения статически поправки не осигуряват добра проследяемост на отражателните повърхнини и не решават успешно поставените геоложки задачи, едно възможно решение би могло да бъде използването на метода на томографията за построяване на модела на зоната на малките скорости и адекватното изчисление на статическите поправки. Представени са конкретни примери илюстриращи описаната методика.

Благодарности. Авторите са благодарни на Рексимсеиз ООД за предоставените сеизмични данни, софтуер и хардуер, с чиято помощ бе осъществено настоящото изследване.

Литература

- Hollingshead, G. W., R. R. Slaret. 1980. A novel method of deriving weathering statics from first arrival refractions. – *Pacific Section, AAPG Volume*, 1-12.
- Lawton, D. C. 1989. Computation of refraction static corrections using first-break traveltimes differences. – *Geophysics*, 54, 1289-1296.

ЕЛЕКТРОТОМОГРАФСКИ ИЗСЛЕДВАНИЯ В РАЙОНА НА ЗОГРАФСКИЯ МАНАСТИР В СВЕТА ГОРА, АТОН

Стефан Димовски, Николай Стоянов, Християн Цанков, Атанас Кисъов

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; dimovski@mgu.bg, nts@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. Проведеното геофизично проучване демонстрира ефективността на електротомографските методи при комплексното изследване на различни хидрогеоложки и инженерногеоложки проблеми. Съставените по данни от изпълнени *in situ* измервания са трансформирани в модели на подповерхностното пространство. Моделите картират границите на пластовете и зони с различни петрографски белези, с различна степен на изветряне или, както и с различна водонаситеност или водообилност. По този начин са решени някои много важни практически задачи, свързани с проектите за укрепване на фундаментите на манастира и за автономното му водоснабдяване. С първия модел е определена дебелината на антропогенния слой (строителния насип) в непосредствена близост до манастирските стени, а с втория е направена предварителна оценка на хидрогеоложките условия и перспективите за увеличаване добива на подземни води.

ELECTROTOMOGRAPHIC SURVEYING IN THE REGION OF THE ZOGRAF MONASTERY ON MOUNT ATHOS

Stefan Dimovski, Nikolay Stoyanov, Christian Tzankov, Atanas Kisiov

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; dimovski@mgu.bg, nts@mgu.bg

ABSTRACT. The performed geophysical surveying reveals the efficiency of the electrotomographic techniques for a complex study of different problems in the field of hydrogeology and engineering geology. The geoelectrical sections, created on the basis of data from the performed *in situ* measurements, are transformed into subsurface models. These models are mapping the boundaries of layers and zones having different petrographic characteristics, distinct degree of weathering or fissuration, as well as divergent water saturation or aquiferous properties. In this way are solved some important practical problems, connected to the design of the activities related to reinforcing of monastery foundations, as well as to its autonomic water supply. The first model is used for determination of the thickness of the anthropogenic layer (the construction embankment) near the monastery walls. With the second model is made a preliminary assessment of the hydrogeological conditions and the possibility for an increase of the groundwater supply.

Въведение

Зографският манастир е основан през X век, но днешният му архитектурен облик е резултат на реализираното мащабно строителство в периода от средата на XVIII до края на XIX. През тези години основен генератор за неговия възход са щедрата дарителска дейност, възрожденския дух и православния ентузиазъм на българското население. През втората половина на XX век, обаче, липсата на интерес на българската държава към проблемите на обителта и нищожните средства от дарения са причина за драматичното занемаряване на сградния фонд и затихващия живот зад манастирските стени. В последните 10-15 години нов период в историята на манастира бележат активните действия на работещите за неговото възстановяване държавни и обществени организации, частни лица и фирми.

Наскоро започналите на територията на обителта строително-ремонтни работи срещат много сериозни затруднения от отсъствие на информация за дълбочината на фундаментите на манастирските стени, наличието и дебелината на антропогенните насипи, литоложките

характеристики, вторичните промени и водонаситеността на геоложката основа. Друг много голям проблем в момента е и намирането на допълнителен източник за автономно водоснабдяване на манастира. Първи стъпки за решаването на тези задачи са извършените от нашия екип електротомографски изследвания. Полевите измервания са направени в края на 2011 г. Те са съсредоточени в два проучвателни участъка. Първият обхваща района и прилежащите площи на манастирския комплекс, а вторият участък е предварително определен по общи хидрогеоложки белези като перспективен за добив на подземни води.

Геоложка характеристика

В регионален план Атонският полуостров е изграден основно от интрузивни, метаморфни и вулкански скали с палеозойска и мезозойска възраст. Кватернерната покривка е много тънка, среща се като отделни петна и главно в понижените части на силно пресечения релеф.

Районът на Зографския манастир и прилежащите му територии е изграден от мрамори, двуслюдени и

биотитови гнайси, амфиболити, алтерации от амфиболити и гнайси и др. (Kockel, Mollat, 1978). Границите и повърхностното разпространение на тези литоложки разновидности, както и разположението на по-важните открити и предполагаеми разломи са илюстрирани на фигура 1. На същата фигура е посочено и местоположението на проучвателни участъци №1 и №2, в които са проведени елетротомографските изследвания.



Фиг. 1. Геоложка карта в района на Зографския манастир (по Геоложката карта на Гърция, М 1:50000, лист Атонски полуостров)

Проучвателен участък №1

В геоложкия разрез на участъка и прилежащите му площи доминиращо присъствие имат палеозойските мрамори, изграждащи горния мраморен хоризонт на Кердийската формация от Сърбомакедонския масив. Мраморите са грубозърнести, дебелопластови, с прослойки от амфиболити, бели до синкави на цвят. На различни хипсометрични нива и части в мраморния комплекс са вместили мезозойски силове, дайки и апофизни тела от Хилендарския тип гранодиорити. Скалният масив е блоково разломен. В най-горната си част блоковете са силно напукани и изветрели, а в дълбочина пукнатините затихват и са привързани главно към тектонските нарушения.

Полегатите скатове и понижените части на терена са припокрити с делувиялни глинени и почвен слой с дебелина до 1-2 m. В долините на по-големите реки са формирани малки алувиални тераси, изградени от едрокъсови, грубосортирани материали.

В района на манастирския комплекс през вековете са натрупвани различни по генезис, дебелина и плътност антропогенните наслаги. В това число попадат останките на вече несъществуващи по-стари съоръжения и сгради, строителни насипи, импровизирани депа за отпадъци или специално изгражданите почвено-глинести насипи при терасирането на стръмните скатове на запад от манастирските стени. Към т.нар. "културен слой" следва да

бъдат отнесени тунелите и катакомбите под манастира, част от които са полуразрушени или под нивото на подземните води.

Проучвателен участък №2

Районът е с несложен геоложки строеж. Изграден е изцяло от двуслюдените и биотитовите гнайси от състава на Вертискоската формация от Сърбомакедонския масив. Двуслюдените гнайси са тъмно сиви или кафяви, финно-до среднозърнести, монотонни, с локални преходи към лещовидни и очни гнайси. Биотитовите гнайси са сиви до кафеникави, финнозърнести. В приповърхностните части на разреза метаморфните скали са силно напукани и вторично променени. Зоната на регионалната напуканост е около 15-20 m и повече. В дълбочина скалите са здрави.

Хидрогеоложки условия

В района на Зографския манастир и прилежащите му територии се отделят две основни хидрогеоложки формации, имащи голямо стопанско значение за неговото автономно водоснабдяване.

Водоносна формация в мраморите. Формирана е в блоково разломения и напукан скален комплекс от палеозойски мрамори и мезозойски интрузиви. Подземните води са пукнатинен тип, безнапорни до слабо напорни и незащитени от повърхностни замърсители. Нивата са установени на около 5-10 m от терена, като ниските стойности са привързани към понижените участъци на терена. Проводимостта на формацията е около 30-40 m²/d. Подхранването е от инфильтрация, от малки реки с постоянен или временен отток, както и от дренажите се от гнайсовия комплекс води. Основен замърсител в района е реката, заустваща отпадните води на манастирския комплекс. На юг от манастира, на по-ниска кота и в близост до същата река е изграден тръбен кладенец ТК (вж. фиг. 1) с дълбочина 107 m и експлоатационен ресурс около 2-3 l/s. Кладенецът обезпечаваша значителна част от необходимите за битови цели и за напояването на манастирските имоти водни количества, без да може да ги покрие напълно. Резултатите от направените химични анализи в периода 2008-2009 г. преди и след направеното прочистване на кладенеца показват повишено съдържание на манган в подземните води, което ги прави непригодни за питейни цели (по непубликувана информация на фирма Водоканалпроект АД Пловдив). По тази причина и предвид потенциалната опасност от замърсяване на водоноса с отпадни води, желанието на монасите е питейното водоснабдяване да се осигурява от друг водоизточник, за който подобна опасност не съществува.

Водоносна формация в гнайсите. Формирана е в зоната на регионалната напуканост на палеозойския гнайсов комплекс. Подземните води са пукнатинен тип, безнапорни по характер. Подхранването е от инфильтрация на валежи и от скатови води. В района на проучвателен участък №2 и западно от него водоносната формация се дренира от голям брой низходящи извори с дебит около и под 0.2 l/s. Макар и незащитени, отсъствието на повърхностни замърсители в зоната на тяхното подхранване е причина подземните води да са чисти и пригодни за пиене. Впрочем, основната част от питейното водоснабдяване на манастира понастоящем се обезпечаваша от каптираните

извори. За съжаление, добиваното от тези извори водно количество е недостатъчно и това е главната причина за провежданите през последните години хидрогеоложки проучвания с цел търсене на допълнителни водни ресурси в района. Част от тези проучвания е и изпълненото от нашия екип електротомографско изследване в участък №2.

Методика и инструменти на изследването

За предварително изясняване на инженерногеоложките и хидрогеоложките условия в обсега на двата проучвателни участъка е използван метода на 2D проучване (електротомография) по схемата полюс-дипол. Полевите измервания са направени по профили посредством голям брой свързани към многожилен кабел електроди (Griffiths, Baker, 1990). Използвана е 4-електродна схема Wenner-Schlumberger. Регистрацията е извършена с помощта на апаратура Terrameter SAS 1000, производство на шведската фирма ABEM.

При обработката на полевите данни е използвана компютърната програма RES2DINV (Loke, 2001). Програмата дава разрез на реалното разпределение на електричните съпротивления в подповърхностното пространство, който позволява точно да се диференцират пространствените граници между различните литоложки разновидности, както и зоните с различна водообилност.

Преходът от геоелектрични в инженерногеоложки или хидрогеоложки модели се прави като при последващата интерпретация на получените с програмата геоелектрични разрези се отчита и събраната при стандартното проучване обща информация за конкретните геоложки, хидрогеоложки и антропогенни условия.



Фиг. 2. Местоположение на геофизичните профили в проучвателен участък №1 – Манастирски комплекс (по Горската карта М 1:5000, район Зографски манастир)

Анализ и интерпретация на данните от полевите измервания

Главните цели на проведените в края на 2011 г. електротомографски изследвания са:

- да се определят дебелините на антропогенните насипи и водонаситеността на геоложката основа в проучвателен участък №1 (манастирския комплекс);
- да се определи дебелината на зоната на регионалната напуканост, респ. границите на водоносната формация

в гнайсите в проучвателен участък №2 (в зоната на подхранване на каптаж “Ватопедска майка”).

Електротомографски разрези в участък №1

Проведените геоелектрични измервания в проучвателен участък №1 са изпълнени по пет профила (ГФ-3, ГФ-4, ГФ-5, ГФ-6 и ГФ-7), чието разположение е представено на фиг.2. Профилите са с обща дължина 552 m, като профил ГФ-3, ГФ-4 и ГФ-7 са дълги по 69 m, профил ГФ-5 е с дължина 230 m, а профил ГФ-6 е с дължина 115 m. Интерпретираните с компютърна програма RES2DINV данни от полевите измервания, респ. детерминираното разпределение на действителните съпротивления в геоелектричните разрези по петте профила, са представени на фигури 3-7.

Анализът на илюстрираните на тази фигура резултати от електротомографията позволява да се направят следните по-важни изводи:

- Електричното съпротивление на разновидностите (средите), които изграждат изследваната част от подповърхностното пространство варира в широки граници – от 15 Ωm до около 1000 Ωm и повече.
- Разнообразието в стойностите на съпротивленията и сложните пространствени граници на детерминираните електросъпротивителни среди е обусловено от отчетливата хетерогенност на геоложката основа в съчетание с изключителното разнообразие на антропогенната покривка, включваща много и различни по геометрия и състав насипи, подземни съоръжения, фундаменти и пр.
- Най-обобщено геоелектричните разрези по петте геофизични профила се представят от седем електросъпротивителни среди, маркиращи няколко зони и подзони с различен генезис, състав, литоложки белези и степен на водонаситеност:

Първата електросъпротивителна среда (Зона 1.1) е със стойности на електричното съпротивление не по-високи от 120 Ωm . Тя се установява в горните части на разрезите по профили ГФ-3, ГФ-4 и ГФ-5. По косвена информация за антропогенния слой и от данни от направените огледи в манастира в тази зона попадат две подзони. Първата подзона 1.1.1 най-вероятно картира насипите от строителни и битови отпадъци в района на Банското (източното) крило на манастира (вж. фиг. 2, 4 и 5). Дебелината на тези насипи варира в диапазона от 4-5 до около 20 m. Втората подзона 1.1.2 (вж. фиг. 3) вероятно обобщено очертава антропогенния неводонаситен (сух) слой покрай вътрешните стени на западното крило. В състава на този 5-6 m дебел слой попадат каменната настилка на вътрешния двор и намиращите се под него подземни тунели и катакомби.

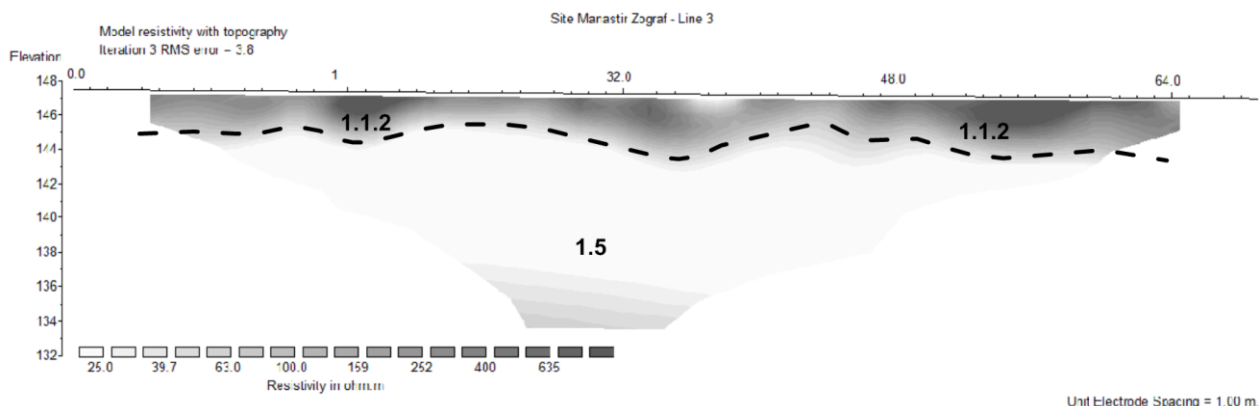
Втората електросъпротивителна среда (Зона 1.2) се характеризира с малко по-високи стойности на електричното съпротивление от 40 Ωm до 160 Ωm . Установена е в горните части на разрезите по профили ГФ-6 и ГФ-7, а дебелината ѝ се изменя в границите от 6-7 до 15-16 m (вж. фиг. 2, 6 и 7). Най-вероятно картира почвените и глинесто-каменните насипи в терасирания западен склон на манастирския комплекс.

Третата електросъпротивителна среда (Зона 1.3) има много високо съпротивление – над 350 Ωm .

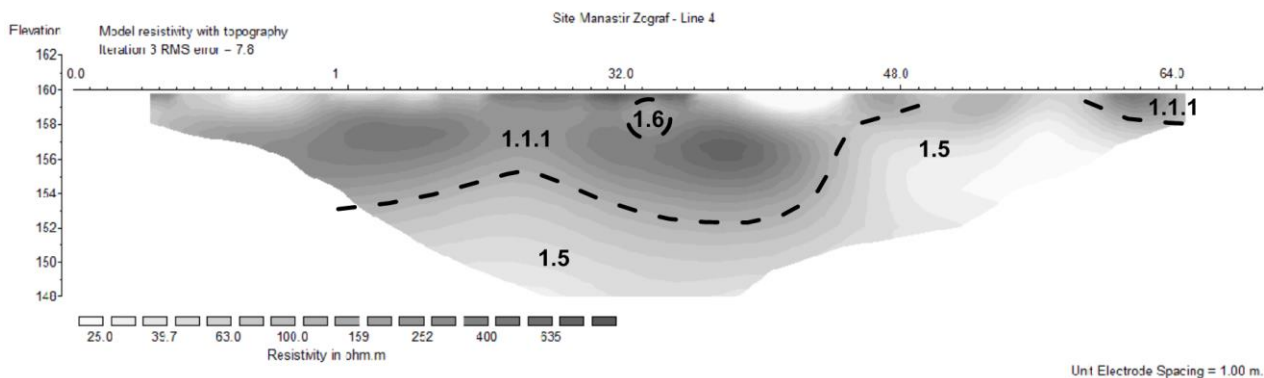
Оформя малки петна в горната централна част на профили ГФ-6 и ГФ-7. Много вероятно е да маркира фундаментите на събирателния водоем с обем 300 m³.
Четвъртата електросъпротивителна среда (Зона 1.4) се характеризира с доста високи електрични съпротивления – над 160 Ωm. Напълно е възможно тя да картира здравите до слабонапукани неводоносителни части на мраморния скален комплекс.

Петата електросъпротивителна среда (Зона 1.5) притежава едни от най-ниските съпротивления в изследваните разреза – от 15 Ωm до 120 Ωm. Най-вероятно тази зона очертава границите на водоносната формация в мраморите.

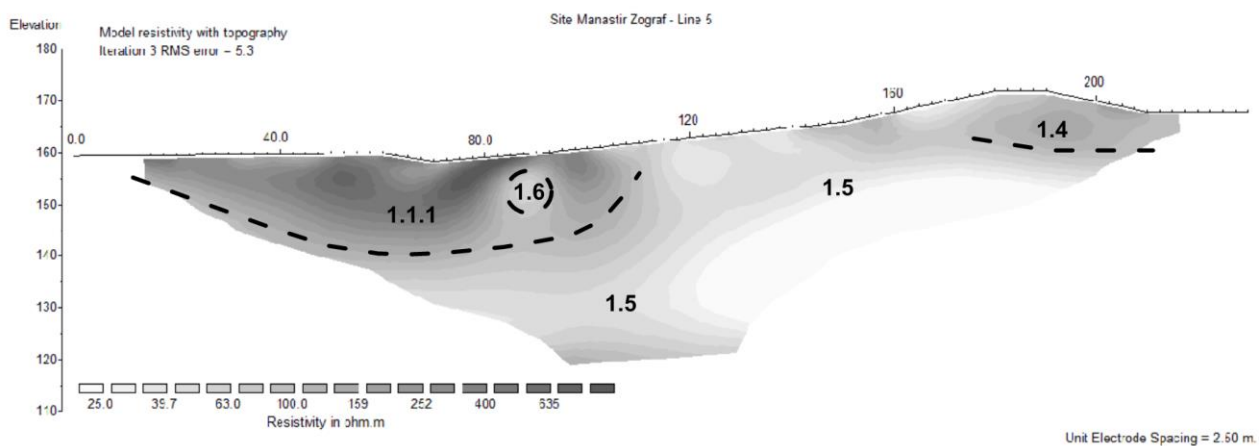
Шестата електросъпротивителна среда (Зона 1.6) представлява малка кръгова нискоомна форма в наспите, установени в разрезите по профили ГФ-4 и ГФ-5. Вероятно картира тръбопровод.



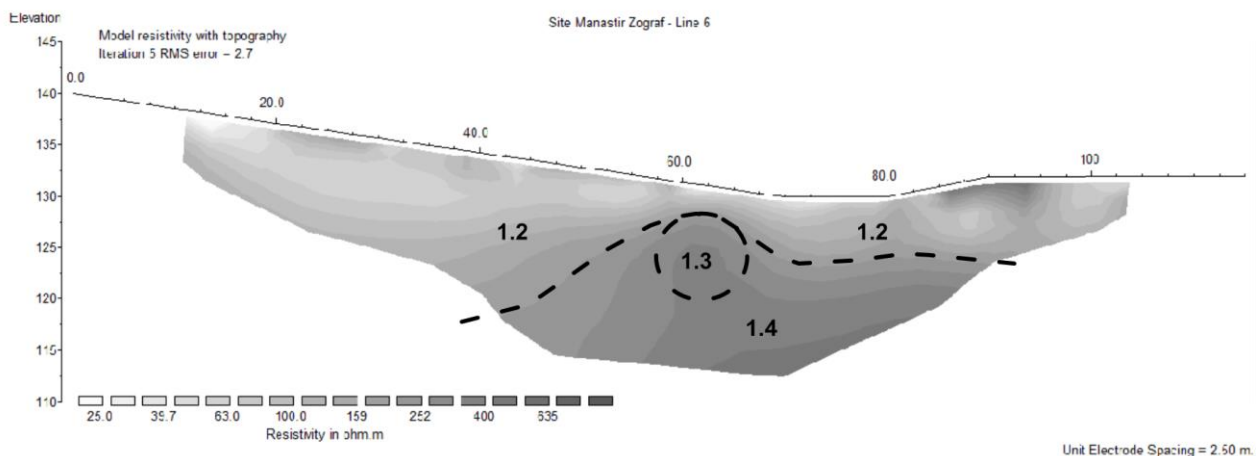
Фиг. 3. Разпределение на електричното съпротивление в разреза по профил ГФ-3



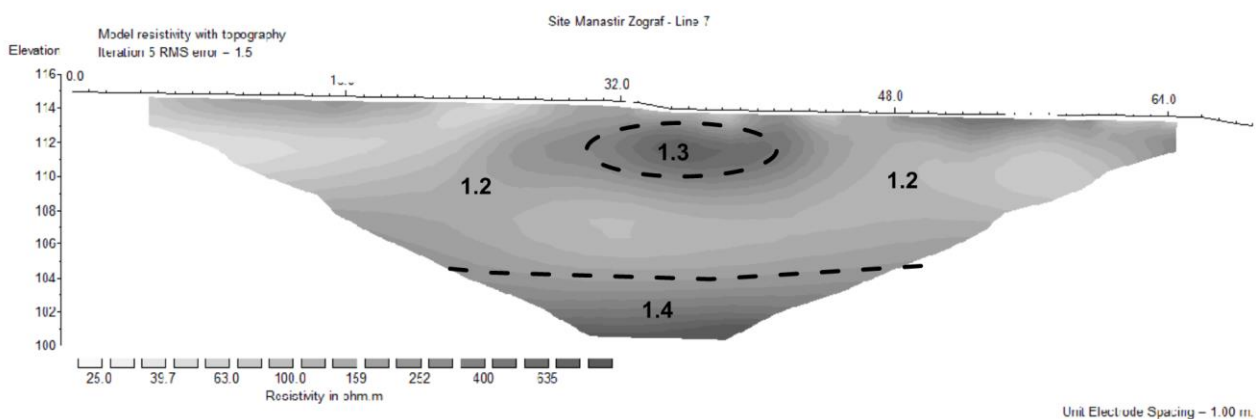
Фиг. 4. Разпределение на електричното съпротивление в разреза по профил ГФ-4



Фиг. 5. Разпределение на електричното съпротивление в разреза по профил ГФ-5



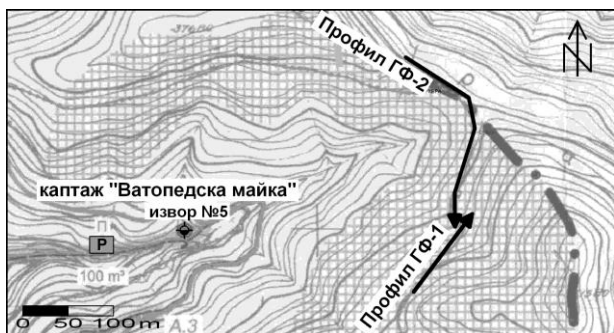
Фиг. 6. Разпределение на електричното съпротивление в разреза по профил ГФ-6



Фиг. 7. Разпределение на електричното съпротивление в разреза по профил ГФ-7

Електротомографски разреза в участък №2

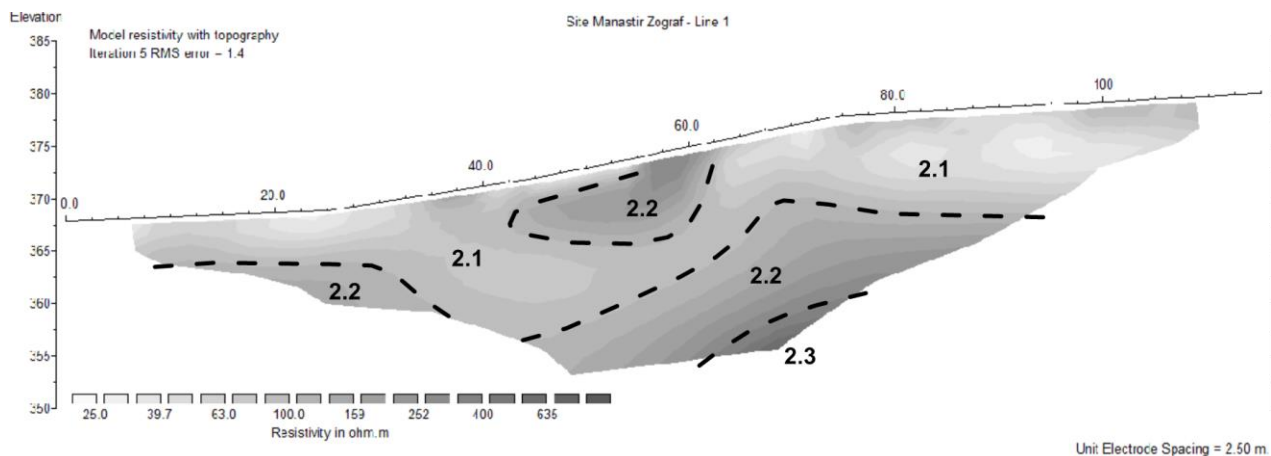
Геоелектричните измервания в проучвателен участък №2 са проведени по два профила (ГФ-1 и ГФ-2), чието разположение е представено на фигура 8. Профилите са с обща дължина 345 m. Дължината на профил ГФ-1 е 115 m, на профил ГФ-2 – 230 m. Получените с програма RES2DINV геоелектричните разреза по тези профили, са представени на фигури 9 и 10.



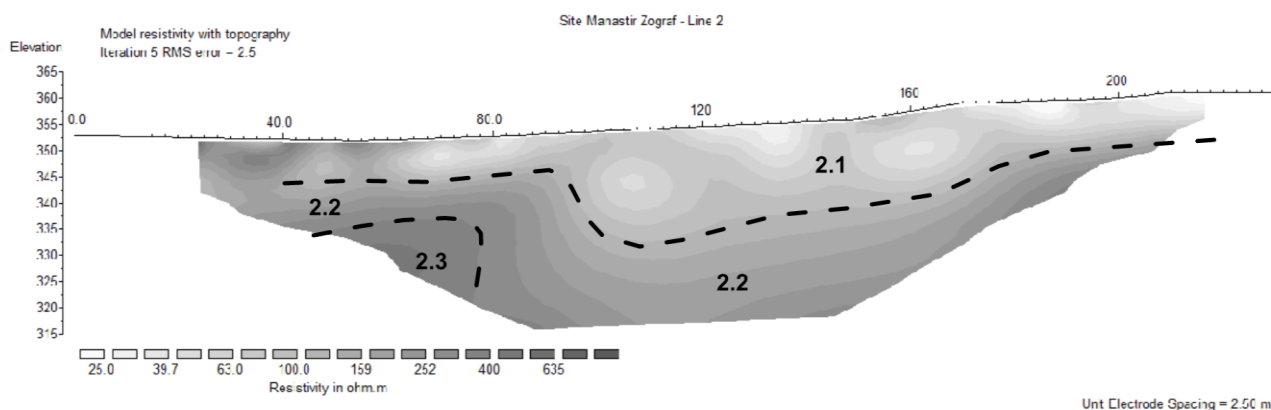
Фиг. 8. Местоположение на геофизичните профили в проучвателен участък №2 (по Горската карта М 1:5000, район Зографски манастир)

Анализът на резултатите от електротомографията дава основания да се направят следните констатации:

- Геоелектричният разрез по двата профила е сравнително добре издържан по разпределение на електричното съпротивление в дълбочина.
- Електричното съпротивление на средите, изграждащи изследвания хидрогеоложки разрез се изменя в относително широк диапазон – от 20 Ωm до 850 Ωm и повече.
- Най-обобщено геоелектричните разреза се представят от три електросъпротивителни среди, маркиращи зони с различна степен на напуканост и водообилност:
Първата електросъпротивителна среда (Зона 2.1) се характеризира с най-ниските електрични съпротивления – не по-големи от 100 Ωm . Вероятно тази зона картира горните силно напукани и водообилни части от зоната на регионалната напуканост в гнайсовия комплекс. В разреза по профил ГФ-1 дебелината на зона 2.1 се изменя в границите от 5 до 12 m, а в разреза по профил ГФ-2 е в диапазона от 7 до 23 m.
Втората електросъпротивителна среда (Зона 2.2) притежава доста по високи съпротивления – от 100 Ωm до 400 Ωm . Тя вероятно очертава долните по-слабо напукани и слабо водообилни части от зоната на регионалната напуканост. Дебелината ѝ варира в по-широки граници – от 8 до 30 m.
Третата електросъпротивителна среда (Зона 2.3) е с най-високи съпротивления – над 400 Ωm . Най-вероятно тази зона маркира здравия скален масив.



Фиг. 9. Разпределение на електричното съпротивление в разреза по профил ГФ-1



Фиг. 10. Разпределение на електричното съпротивление в разреза по профил ГФ-2

Литература

- Димовски, С. 2010. *Електротомографски изследвания на геоложката среда*. Дисертация, С., МГУ "Св. Иван Рилски", 387 с.
- Димовски, С., Н. Стоянов, Ч. Гюров. 2007. Ефективност на електротомографията за детайлно геоелектрично картиране на приповърхностния геоложки разрез. – *BULAQUA (БУЛАКВА)*, 4, 47-55.
- Стоянов, Н. 2003. *Оценка и прогнозиране на замърсяването на подземните води от депа за твърди битови отпадъци*. Дисертация, С., МГУ "Св. Иван Рилски", 215 с.
- Стоянов, Н. 2004. Метод за дефиниране на локални геоелектрични критерии за оценка на замърсяването на подземните води. – *BULAQUA (БУЛАКВА)*, 4.
- Daniels F., R. A. Albery. 1966. *Physical Chemistry*. John Wiley and Sons.

- Griffiths, D. H., R. D. Barker. 1993. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. – *J. Applied Geophysics*, 29, 211-226.
- Keller, G. V., F. C. Frischknecht. 1966. *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*. Pergamon Press, Oxford.
- Kockel, F., H. Mollat. 1978. *Geological Map of Greece. M1:50000. Peninsula of Athos Sheet. (Vatopedhiou Monastery Athos)*. Publ. Department of Geological Maps of I.G.M.R.
- Loke, M. H. 2001. *A Practical Guide to RES2DINV Ver. 3.4; Rapid 2-D Resistivity & IP Inversion Using the Least-squares Method. Geoelectrical Imaging 2-D & 3D*. Geotomo Software. Penang, Malaysia.
- Loke, M. H., R. D. Barker. 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. – *Geophysical Prospecting*, 44, 131-152.

ДИСТАНЦИОННО ИЗСЛЕДВАНЕ НА ЗАСОЛЕНИ ПОЧВИ

Румяна Кънчева, Деница Борисова

Институт за космически изследвания и технологии, Българска академия на науките, 1113 София; rumik@abv.bg

РЕЗЮМЕ. Почвената покривка несъмнено заема едно от първостепенните места при дистанционните изследвания. Сред причините са необходимостта както от детайлизация и обновяване на почвените карти, така и от оценка на състоянието на обработваемите земи. От изключително значение е откриването и следенето на процеси, водещи до деградация на почвените ресурси. Един от тях е засоляването, което зависи от редица природни и антропогенни фактори – високи температури, слаб дренаж, повишена минерализация на подпочвените води, усилено напояване и наторяване. Почвеното засоляване е един от основните проблеми, свързани с "износването" и деградацията на почвените ресурси. Засоляването силно се отразява върху плодородието на почвите. Затова от практическа гледна точка е важно да се установи както наличието и разпространението му, така и интензивността на процеса, т.е. да се направи количествена оценка на степента и скоростта на засоляване. Целта на настоящата работа е на базата на експериментален материал да покаже използването на спектрометрични данни за идентификацията на засолен почви и оценка на степента на засоляване. Приложени са различни методи за обработка на многоспектрални данни във видимия и близкия инфрачервен диапазон, получени при наземни и дистанционни изследвания на почви с различно засоляване.

REMOTE SENSING OF SALT-AFFECTED SOILS

Rumiana Kancheva, Denitsa Borisova

Space Research and Technology Institute, Bulgarian Academy of Science, 1113 Sofia; rumik@abv.bg

ABSTRACT. Soil cover is with no doubt among the priorities of remote sensing investigations. The reason is the need for fine-scale detailization and updating of soil maps as well as the state assessment of agricultural lands. The detection and monitoring of degradation processes is of significant importance for soil and crop management planning. Salinization is one of these processes depending on climatic and anthropogenic factors. Soil salinization is becoming an increasing problem, especially in arid and semi-arid regions and wherever irrigation is practiced. It is considered as a serious "soil threat" to agriculture. Salinity is an ecological factor of considerable importance which imposes the necessity of detection, monitoring and mapping salt-affected soils and also the evaluation of the degree of salinization. Recognition and classification of soil salinity is the first step to combat against salinization. Recent advances in the application of remote sensing technology in monitoring degraded lands, especially salt-affected soils, have shown some success. The objective of this work is to show the implementation of multispectral data acquired in the visible and near infrared bands for the identification of saline soils and to evaluate the utility of saline soils spectra for characterizing soil salinization. Different techniques have been applied for processing spectral data from field-derived and airborne measurements of different classes of saline soils.

Въведение

Прецизно и устойчиво земеделие са понятия, които от концепция доскоро, сега са на път да се превърнат в технология (Pierce, Nowak, 1999; Cowan, 2000). Често ги характеризират като еволюционна стъпка в селското стопанство. Те включват стратегически въпроси, касаещи вида на отглежданите култури, почвените свойства, наторяването, проследяване на вегетационното развитие, прогнозиране на добивите. Освен необходимостта от нарастване на производството обаче, тук стои и въпросът за опазване на природните ресурси. Една от основите, върху която се гради концепцията за прецизно и устойчиво земеделие, са новите информационни възможности, предоставяни от дистанционните средства за наблюдение.

Почвената покривка е особено важен компонент и ресурс на природната среда. Тя отразява взаимовръзките между останалите компоненти (скали, води, климат,

растителност, дейност на човека) и представлява индикатор за екологичното състояние на ландшафта. Прецизното земеделие изисква по-точно характеризиране на почвата и променливите ѝ свойства, като оценката на състоянието на почвата е от значение за следене на почвената деградация и мерките за нейното оздравяване. В този смисъл почвената покривка несъмнено заема едно от първостепенните места при дистанционните изследвания (Manchanda et al., 2002; Anderson, Croft, 2009; Anderson, Kuhn, 2008; Gomez et al., 2008; Meléndez-Pastor et al., 2008). Сред причините за това са необходимостта както от детайлизация и обновяване на почвените карти, така и от оценка на състоянието на обработваемите земи. От изключително важност е откриването и следенето на процеси, водещи до деградация на почвените ресурси. Един от тях е засоляването, което зависи от редица природни и антропогенни фактори – високи температури, слаб дренаж, повишена минерализация на подпочвените

води, усилено напояване и наторяване. Почвеното засоляване е един от основните проблеми, свързани с "износването" на почвените ресурси и се счита за сериозна заплаха за земеделието, отразявайки се силно върху плодородието на почвите. Затова от практическа гледна точка е важно да се установи както наличието и разпространението му, така и интензивността на процеса, т.е. да се направи количествена оценка на степента и скоростта на засоляване.

Множество работи са посветени на използването на различни данни от дистанционните изследвания за характеристика на засолените земи (Metternicht, Zinck, 1996; Wim et al., 2000; Dehaan, Taylor, 2002; Fouad, 2003; Metternicht, Zinck, 2003; Dutkiewicz et al., 2004; Schmid et al., 2005; Leone et al., 2007; Schmid et al., 2009; Meléndez-Pastor et al., 2010), като отбелязват трудностите, които състоят в сложността, взаимосвързаните фактори и динамичността на този процес, зависещ от климатичните условия, свойствата на почвите и аграрната дейност. Ярък пример за сериозния екологичен проблем, какъвто е засоляването на почвите, особено когато е в резултат на човешка дейност, е изчезването на големия воден басейн на Аралско море (<http://www.sciam.ru/2008/7/ecology.shtml>) и появата на огромни площи със засолените почви (фиг.1). Освен непригодността им за използване за стопански цели, те се явяват и замърсители на околните пространства. Според световната статистика засоляването засяга близо 10% от почвените ресурси и 50% от напояваните земи в света. В България засоляването съпътства най-плодородните почви, използвани за интензивно земеделие (Сливенски, Бургаски, Пловдивски и Великотърновски региони).

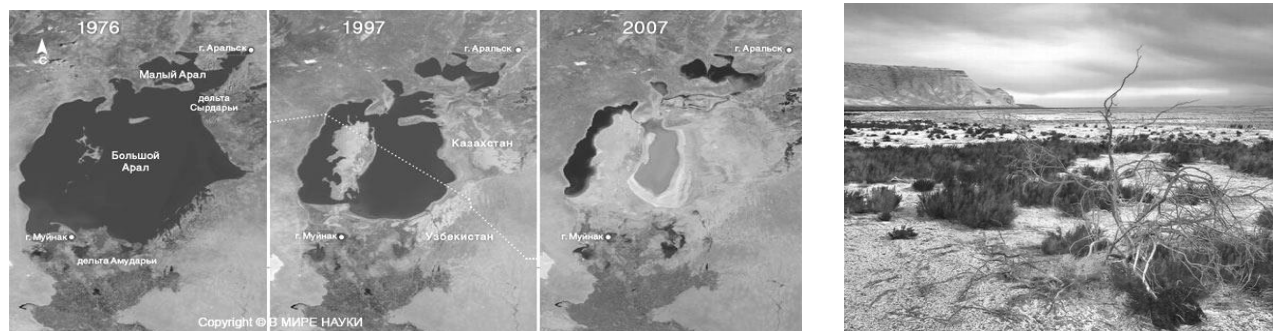
При дистанционните изследвания за оценка на засолеността на почвата често се използват растителни индикатори поради различната толерантност на различни растителни видове към почвеното засоляване (Dehaan, Taylor, 2002). Докато при слабо засолените почви индикатор е инхибираният растеж, при по-силно засолените това е наличието на халофити. Използването на такива вторични индикатори за мониторинг и картиране на засолените площи дава в някои случаи добри резултати, но е ограничен при средно и слабо засоляване, където толерантните култури виреят сравнително добре. Обикновено се правят опити да се различат солево-толерантни и солево-чувствителни растителни видове на базата на многоспектрални

измервания. В други работи за откриване и характеризане на засолените почви по данни от дистанционни изследвания се използват емпирични зависимости между спектралните характеристики и полево измерване на електро-проводимостта на почвата, свързана със степента на засоленост (Dehaan, Taylor, 2002; Dutkiewicz et al., 2004). В редица публикации се отбелязва възможността за различаване по дистанционни данни на силно засолените от незасолените почви, като не се разграничава слабо и умерено засоляване (Metternicht, Zinck, 1996; Fouad, 2003). Заслужава внимание потенциалът за използването на синергетични измервания в различни спектрални диапазони – видим, инфрачервен, топлинен, микровълнов (Wim et al., 2000).

Целта на настоящата работа е да изследва връзката между спектралните отражателни характеристики и засолеността на различни почви и на базата на експериментален материал да покаже използването на спектрометрични данни във видимия и близкия инфрачервен диапазон за идентификация на засолените почви и оценка на степента на засоляване.

Материали и методи

Подобно на приведените по-горе примери, засоляване с различна степен се наблюдава в околностите и по-обширни райони на други солени езера, като например езерото Аджиноур на територията на Азербайджан (фиг. 2), където са проведени голяма част от използваните в настоящата работа изследвания. Засоляването там в зависимост от вида на солончака варира от 6-7 до 15-20%. В работата са използвани също спектрометрични данни от по-слабо засолените почви (до 1-2%) във Виетнам (върху древна морска платформа), Монголия (естествен солонец, ливаден содов солончак) и България (белозем, ливаден солонец, солончак-солонец). Извършеният анализ се отнася за гола почва. Приложени са различни методи за обработка на многоспектралните данни, получени при наземни и дистанционни изследвания на почви с различно засоляване. Измерванията са извършени с многоканални спектрометрични системи в полеви условия и от борда на авионосители (самолет, хеликоптер).



Фиг. 1. Постепенното изчезване на Аралско море и появата на големи площи със засолените почви



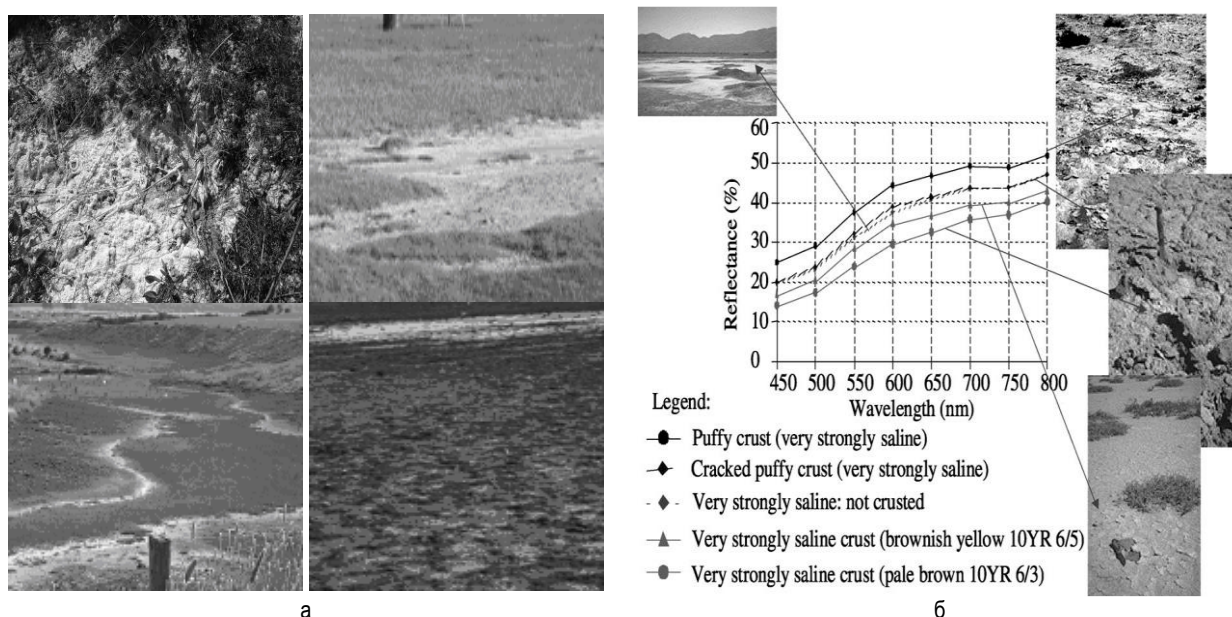
Фиг. 2. Наземно и самолетно спектрометриране на засолен почви в района на езерото Аджиноур, Азербайджан

При интерпретацията на дистанционни многоспектрални данни и изображения се използват характерни особености в отражателната способност на наблюдаваните обекти. За приложение на данните при мониторинг на засолен почви е необходимо детайлно познаване на спектралните им характеристики като функция от засоляването и други физични и химични почвени свойства. Състоянието на засолените почви е комплексно явление, чиято неоднородност, пространствена и сезонна динамика затруднява изследването им както с конвенционални полеви методи, така и по данни от дистанционни наблюдения. Структурата на повърхностния слой, минералния състав, органичното съдържание, влажността и цветът на засолените почвите също са причина за значителни вариации в отражателните им свойства. При анализа на данните са използвани различни дистанционни индикатори, представляващи характерни признаци на отражателната способност на засолените почви като стойности на коефициентите на отражение и техни отношения за различни дължини на вълните, ъгъл на наклона на спектралната отражателна характеристика в различни участъци на разглеждания спектрален диапазон 400-800 nm, представяне в двумерно пространство от приципаци, в което се решава задачата за клъстеризация, множествена регресия и др. В настоящата работа са приведени част от получените резултати.

Резултати и дискусия

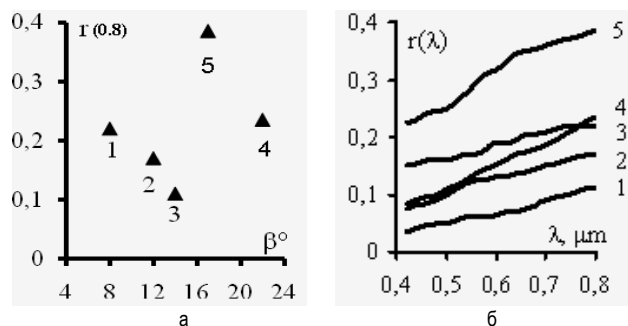
Засолените почви проявяват тенденция за акумулиране на солите на повърхността, локална концентрация и депозирането им в светла кора, белезникави солни петна, ивици и кристали (фиг. 3а), което създава спектрални смеси и затруднения при интерпретацията на дистанционните спектрометрични данни. Освен това те се различават значително по структура от гладка до по-груба, както и по цвят от бяло до тъмно. За цвета роля играе и хумусното съдържание, което може да е по-високо при солонците например и алкалните засолен почви, и води до значителни вариации на отражението. Отбелязва се например, че намаляването на две цветови единици от каталога на Мунсел причинява намаляване на почвеното отражение в целия диапазон. Това се илюстрира от фигура 3б (Metternicht, Zinck, 2003), представяща спектралните отражателни характеристики на силно засолен почви с различна повърхностна структура и цвят, подобно на фигура 3а.

Като цяло всички почви се характеризират с нарастване на отражателната способност в диапазона от 0.4 до 0.8 μm . На фигура 4а са показани измерените спектрални характеристики на няколко почвени типа. Различието в коефициентите на отражение и градиента на спектралните криви служат като опознавателен признак.



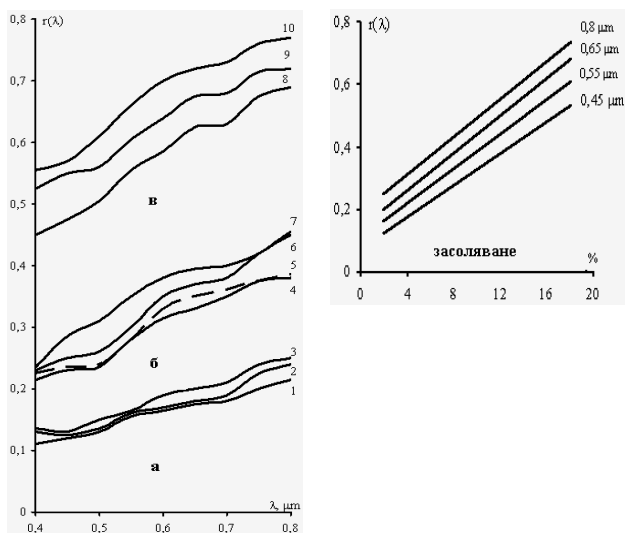
Фиг. 3. Солончак с различна проява на засоляването на повърхността (а): солна кора, петна, ивици, тъмен алкален; спектрални отражателни характеристики на силно засолен почви с различна структура и цвят на повърхностния слой (б)

Засолените почви (4, 5) се отличават с повишена яркост в тази част на спектъра и по-голям наклон. По тези два признака те добре се разделят от незасолените почви, както се вижда и на фигура 3б, където почвите са представени в двумерното пространство на ъгъла на наклона на спектралните криви β° и коефициента на отражение $r(\lambda)$ за дължина на вълната $0.8 \mu\text{m}$.



Фиг. 4. Спектрални отражателни характеристики на различен тип почви (а): 1 – излужен чернозем, 2 – кафява горска, 3 – алувиално-ливадна, 4 – ливаден солонец, 5 – солончак; (б) разположението им в двумерното пространство на ъгъла на наклона на кривата и коефициента на отражение за дължина на вълната $0.8 \mu\text{m}$

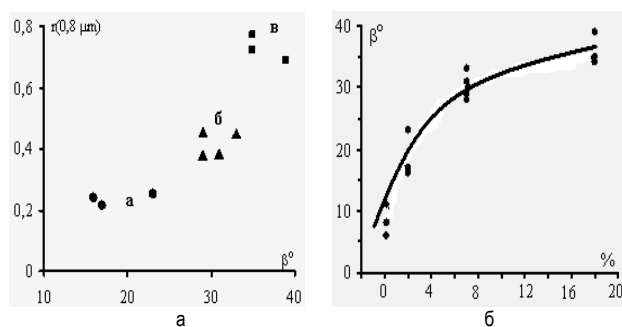
Казаното се допълва от фигура 5, на която са показани спектралните характеристики на почви с различно засоляване. Спектрометричните данни са от наземни измервания, а пунктирната линия е по въртолетни данни. В зависимост от коефициентите на отражение тези почви различимо са групирани по степен на засоленост в слабо (а), средно (б) и силно (в) засолен. Построена е също зависимостта на коефициентите на отражение за различни дължини на вълните от процентното съдържание на соли.



Фиг. 5. Спектрални отражателни характеристики на почви с различна засоленост: а – 1-2% (ливадни солонци), б – 6-8 % (солончак), в – 15-20% (солончак) и зависимост на коефициентите им на отражение за различни дължини на вълните от степента на засоленост

Освен със стойностите на спектралните коефициенти на отражение засолените почви сме характеризирали и с ъгъла на наклона на апроксимиращата права в диапазона

$0.44-0.66 \mu\text{m}$ (както и в други спектрални участъци и в целия диапазон $0.4-0.8 \mu\text{m}$). На фигура 6а изчислените му стойности и коефициентите на отражение за дължина на вълната $0.8 \mu\text{m}$ са представени в двумерното пространство на тези опознавателни признаци. Очевидна е възможността за разделяне на разглежданите почви, които оформят три непресичащи се в случая клъстера. Вижда се, че с увеличаване на съдържанието на соли (от група “а” към група “в”) отражателната способност на почвите силно се увеличава, както и наклонът на спектралната крива. Разглеждането на почвите в двумерно пространство от опознавателни признаци позволява по-добро разделяне на засолени от незасолени почви в случаите, когато почвите не могат да бъдат различени само по един от тези индикатори.



Фиг. 6. Представяне на засолените почви в двумерното пространство на ъгъла на наклона на спектралната характеристика и коефициента на отражение за дължина на вълната $0.8 \mu\text{m}$ (а); зависимост на ъгъла на наклона от степента на засоленост (б)

На фигура 6б по данни от измерванията е построена зависимостта на ъгъла на наклона на спектралните криви на засолените почви от процентното съдържание на соли. Включени са и незасолените почви от фигура 4. Тенденцията на емпиричната зависимост е очевидна, особено силно изразена при по-засолените почви, но за практическото използването на подобни зависимости като опознавателен признак на почвено засоляване са необходими множество допълнителни измервания, най-вече на почви с по-слабо засоляване.

Литература

- Anderson, K., H. Croft. 2009. Remote sensing of soil surface properties. – *Progress in Physical Geography*, 33, 4, 457-473.
- Anderson, K., N. Kuhn. 2008. Variations in soil structure and reflectance during a controlled crusting experiment. – *International Journal of Remote Sensing*, 29, 3457-3475.
- Cowan, T. 2000. *Precision Agriculture and Site-Specific Management: Current Status and Emerging Policy Issues*. CRS Report: RL30630.
- Dehaan, R. L., G. R. Taylor. 2002. Field-derived spectra of salinized soils and vegetation as indicators of irrigation-induced soil salinization. – *Remote Sensing of Environment*, 80, 406-417.
- Dutkiewicz, A., M. Lewisa, B. Ostendorf. 2004. Mapping surface symptoms of dryland salinity with hyperspectral imagery. – *The International Archives of the*

- Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 34, Part XXX.
- Fouad Al-Khaier, 2003. *Soil salinity detection using satellite remote sensing*. <http://www.docstoc.com/docs/49814022/Soil-Salinity-Detection-Using-Satellite-Remote-Sensing>
- Gomez, C., R. A. V. Rossel, A. B. McBratney, 2008. Soil organic carbon prediction by hyperspectral remote sensing and field VIS-NIR spectroscopy: an Australian case study. – *Geoderma*, 146, 403–411.
- <http://www.sciam.ru/2008/7/ecology.shtml>
- Leone, A. P., M. Menenti, A. Buondonno, A. Letizia, C. Maffei, G. Sorrentino, 2007. Field experiment on spectrometry of crop response to soil salinity. – *Agricultural Water Management*, 89, 39–48.
- Manchanda, M.L., M. Kudrat, A. K. Tiwari. 2002. Soil survey and mapping using remote sensing. – *Tropical Ecology*, 43, 1, 61–74.
- Meléndez-Pastor, I., J. Navarro-Pedreño, I. Gómez, M. Koch. 2008. Identifying optimal spectral bands to assess soil properties with VNIR radiometry in semi-arid soils. – *Geoderma*, 147, 3–4, 126–132.
- Meléndez-Pastor, I., J. Navarro-Pedreño, M. Koch, I. Gómez. 2010. Applying imaging spectroscopy techniques to map saline soils with ASTER images. – *Geoderma*, 158, 1–2, 55–65.
- Metternicht, G. I., J. A. Zinck. 1996. Modelling salinity-alkalinity classes for mapping salt-affected topsoils in the semiarid valleys of Cochabamba (Bolivia). – *ITC Journal*, 2, 125–135.
- Metternicht, G. I., J. A. Zinck. 2003. Remote sensing of soil salinity: potentials and constraints. – *Remote Sensing of Environment*, 85, 1–20.
- Pierce, F. J., P. Nowak. 1999. Aspects of precision agriculture. – *Advances in Agronomy*, 67, 1–85.
- Schmid, T., J. Gumuzzio, M. Koch, I. Medel. 2005. Field and imaging spectroscopy to determine soil degradation stages in semi-arid terrestrial ecosystems. – *Proceedings of the 4th EARSeL Workshop on Imaging Spectroscopy, Warsaw, Poland, 27–29 April, 2005*.
- Schmid, T., M. Koch, J. Gumuzzio. 2009. Application of hyperspectral imagery to map soil salinity. – In: *Remote Sensing of Soil Salinization: Impact and Land Management*, 113–139.
- Wim, G. M., D. Molden, I. Makin. 2000. Remote sensing for irrigated agriculture: examples from research and possible applications. – *Agricultural Water Management*, 46, 137–155.

ОЦЕНКА УСТОЙЧИВОСТТА НА ПЪТНИ ОТКОСИ С ИЗПОЛЗВАНЕ НА ПОЛЕВО И ЛАБОРАТОРНО ОПРЕДЕЛЕНИ ЯКОСТНИ СВОЙСТВА НА ПОЧВИТЕ

Антонио В. Лаков, Стефчо Б. Стойнев

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; tony_lakov@abv.bg; stoynev@mail.bg

РЕЗЮМЕ. Свлячището на пътя град Елин Пелин – Вакарел е възникнало в следствие на интензивно оводняване на пътния насип, като е разрушило откосите на насипа и външната пътна лента. При направените проучвания и анализ на инженерногеоложките, хидрогеоложки и геодинамични условия са конкретизирани геоложкият разрез в района на свлячищното тяло, геометрията му и повърхнината на свличане, както и факторите за неговото възникване. Физикомеханичните свойства на почвите от геоложкия разрез са определени чрез използване на полеви и лабораторни методи. Полевите изследвания включват направа на динамични пенетрационни изследвания тип SPT. Чрез тях е определена недренираната якост на почвите, съответстваща на якостта им след бързото им водонасищане предизвикало свлячищния процес. Якостта на срязване в лабораторни условия е определена в консолидирано-дренирано състояние. Въз основа на тези резултати са извършени стабилитетни изследвания за оценка устойчивостта на свлячището в условия на бързо водонасищане с използване на недренираната якост на срязване и в условия на продължително дрениране с ефективна якост на срязване. Получените резултати за коефициентите на устойчивост показват добра съпоставимост, като позволяват по-достоверна интерпретация на механизма и динамиката на развитие на свлячищните процеси и избор на ефективни мероприятия за укрепването му.

SLOPES STABILITY EVALUATION USING IN-SITU AND LABORATORY DEFINED SOILS SHEAR STRENGTH PARAMETERS

Antonio V. Lakov, Stefcho B. Stoynev

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; tony_lakov@abv.bg; stoynev@mail.bg

ABSTRACT. The landslide on the road Elin Pelin – Vakarel (Bulgaria) was triggered from massive overdamping of the road embankment and has destroyed its slopes and the external road lane. The conducted investigations and analysis of the engineering geological, hydrogeological and slope conditions revealed the geological profile of the landslide and the triggering factors. The mechanical properties of the soils were determined with in-situ and laboratory testing. The in-situ test included SPT's to determine the undrained cohesion of the soils corresponding to the soil conditions after their quick saturation that has triggered the sliding process. The shear strength was tested in laboratory in consolidated-drained conditions. The obtained results were used in the stability calculations at short-term undrained conditions and for long-term drained conditions. The obtained safety factors values show good compatibility and allow more reliable interpretation of the landslide's mechanism and dynamics, and more efficient stabilization concept.

Въведение

Възникването на свлячищни процеси, засягащи пътища и пътни съоръжения, разположени върху естествени или техногенни наклонени терени, най-често е свързано с неблагоприятното въздействие на повърхностни и подземни води в следствие на лошото им отвеждане от пътното платно и пътна конструкция. Трябва да отбележим, че независимо от общия неблагоприятен ефект върху устойчивостта, влиянието на повърхностните и подземните води върху поведението на масива и пътните конструкции посвоята същност е различно. Обикновено повърхностните води причиняват дестабилизация на склонове и откоси в следствие на бързи и значителни по обем и скорост потоци, които предизвикват както разрушителна повърхностна ерозия, така и бързо (при наличие на подходящи геотехнически условия) инфильтрационно водонасищане на масива,

предизвикващо, от своя страна, бързо формиране на висок порен натиск без възможност за неговото разсейване за определен (макар и сравнително къс) период от време. От друга страна, неблагоприятното геодинамично влияние на подземните води се свързва с повишаване на нивата им в склоновете и откосите, което, поради преобладаващо филтрационния характер на процесите, е относително по-бавно и свързано с по-плавено изменение и разпределение на порния натиск във времето. Двата описани процеса на водонасищане на масива на практика водят до различни модели на поведение на почвите, които най-общо се описват чрез на якостта на срязване в недренирано състояние, съответстваща на недренирания общ ъгъл на вътрешно триене ϕ_u (за несвързани разновидности) и на недренираната кохезия c_u (за свързани разновидности), и от якостта на срязване в дренирано състояние, описвана от

ефективните якостни показатели ϕ' и c' , а устойчивостта на склоновете и откосите – съответно от моделите на кратковременната (short-term) и дълговременна (long-term) устойчивост (Duncan, 2005).

Тези процеси са познати отдавна в теорията и практиката на проектиране на земнонаситни язовирни стени в условията на стабилизирана филтрация през стената и при бързо понижаване на водното ниво във водохранилището (Ширърд, 1970). Като цяло, в Еврокод 7 при изследване на устойчивостта на земната основа и откосите се препоръчват самостоятелни оценки както при възможност за развитие на висок порен натиск, така и след неговото разсейване. Някои съвременни изследвания (вкл. и моделни – Wang, 2003) показват, че при инфилтрационно подхранване на склонове, изградени от преобладаващо дребнозърнести и/или финнозърнести материали, високият порен натиск се запазва дори и по време на тяхното свличане.

За съжаление, в съществуващата нормативна база у нас, свързана с проектиране на пътни обекти (Наредба № 1 за проектиране на пътища от 2000 г.) и на геозащитни съоръжения (Наредба № 12 за проектиране на геозащитни строежи, сгради и съоръжения в свлачищни райони от 2001 г.), въпросите за оценката на устойчивостта в недрениране условия не са разглеждани. Още повече, у нас няма действащи стандарти за лабораторно изследване на недренираните якостни показатели на почвите в условията на плоско срязване.

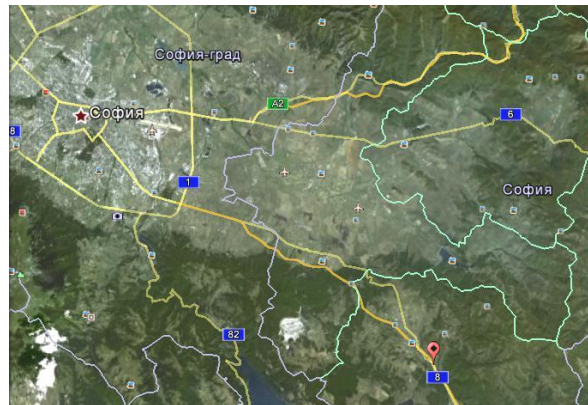
Предмет на настоящата статия ще бъде изследването връзката между устойчивостта на пътния насип и свойствата и поведението на изграждащите го материали при различни състояния и модели на водонасищане, на примера на възникналото свлачище на главен път I - 8 - София – Пловдив при km 102+700 (*Инженерногеоложки доклад...*, 2012), при използване на ефективната и недренираната якост на срязване.

Геоморфоложка характеристика и геоложки строеж

Проучваният пътен участък е разположен върху северните планински склонове на Средна гора, в долната част на Вакарелския рид, по границата със Софийската котловина (фиг. 1). Релефът е силно разчленен, с дълбоко всечени речни долини и долове, стръмни долинни откоси, ерозионен тип. В зоната на свлачището пътното платно преминава по насип, който е изграден между двата бряга на река Габра, чиято долина е стръмно всечена на дълбочина до 40 m в скалната подложка. Северният склон на долината, върху който попада свлачището е изграден от Червениградската свита, която е представена от кафеникавочервени до тъмночервени на цвят незакономерно редуващи се конгломерати и пясъчници и по-рядко алевролитови прослойки.

Насипът е изграден във връзка с преминаването на пътя и ж.п. линията през долината на река Габра, като височината му над речното легло достига също до 40 m, а в основата му е изграден голям водосток осигуряващ

преминаването на водния отток. Насипът е изграден от нееднородни по състав и свойства материали, вероятно взети от кватернерната покривка и изветрителните зони на скалните разновидности разпространени в района.



Фиг. 1. Местоположение на обекта

По устни сведения на хора от района, насипът е изграден при удвояването на ж.п. линията София – Пловдив. Преди това, на речната долина е имало изградени стоманен мост, а по-късно железобетонен, които в последствие са затрупани. Липсва каквато и да е техническа документация за конструкцията и геометрията на насипа, технологията на неговото изграждане.

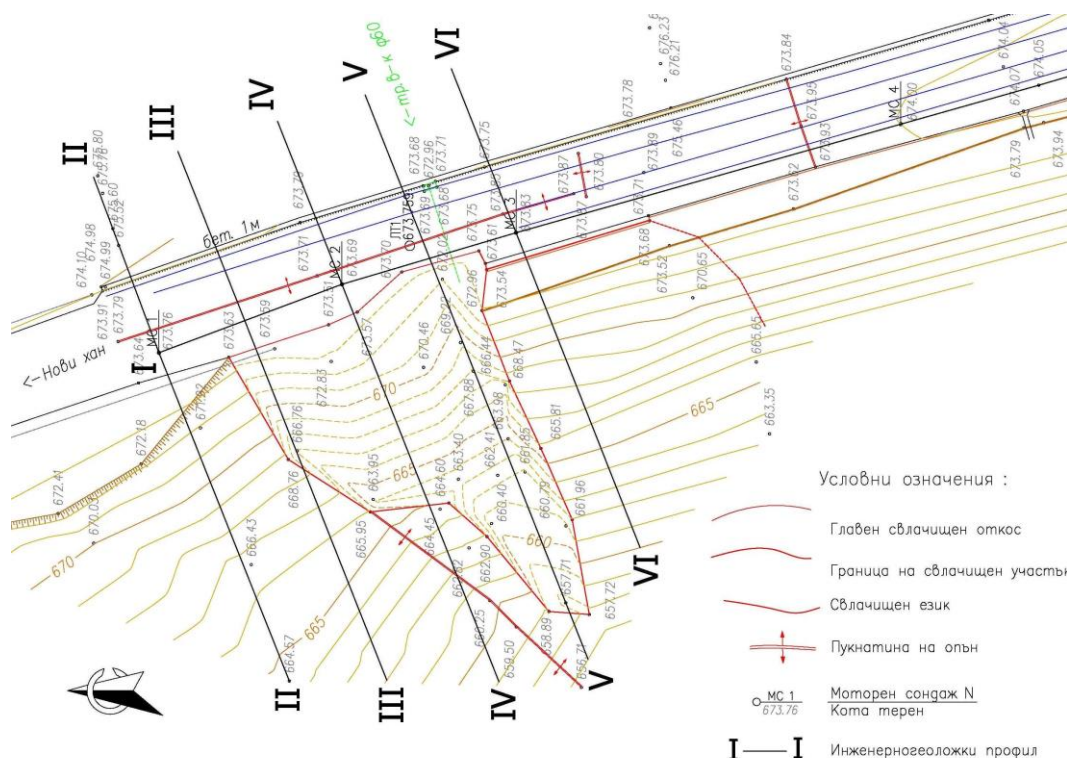
Хидрогеоложка характеристика

Височината на насипа, стръмните откоси и преобладаващо пясъчливия характер на материалите, от които е изграден, създават условия за добра дренираност и не благоприятстват формирането на водоносни зони в него. При водообилни сезони обаче, в насипа се инфилтрират повърхностни води, които формират инфилтрационен поток с временен характер. Особено благоприятни условия за това създават множеството пукнатини по пътното платно и лошото му отводняване, което при водообилни сезони води до формиране на значителен повърхностен отток насочен към водостока в зоната на деформирания участък. Това създава условия за преовлажняване на земните маси от насипа, влошава якостно-деформационните им свойства и обуславя възникването и развитието на свлачищни процеси в приоткосната зона, деформации по пътното платно, придаващи му вълнообразен характер и развитие на пукнатини в асфалтовото покритие. Преовлажняването на насипа е един от основните фактори за развитие на свлачищните процеси в него.

Геодинамична характеристика

Пътният насип е бил засяган от свлачищни процеси и преди, макар и в други негови участъци. В резултат на възникнали през 1996 г. деформации по трасето на ж.п. линията, южно от настоящото свличане, е изготвен и реализиран проект за укрепване на подпорната стена между пътя и ж.п. линията, който включва направата на разположени перпендикулярно на пътя контрафорсни ребра от разположени един до друг пилоти. През 1998 г. в същия участък са възникнали свлачищни деформации по

външната лента на пътя с дължина около 50 m, които са стабилизирани чрез шлицова стена, свързана за контрафорсните ребра чрез стоманобетонни греди.



Свойства на инженерногеоложките разновидности

Инженерногеоложките разновидности и техните свойства са определени на базата на резултатите от проведените при проучване на обекта сондажни работи, динамичните пенетрационни изследвания тип SPT, електропрофилиране и лабораторни изследвания.

Установени са следните инженерногеоложките разновидности:

- Насип (пласт 1), със следните под-разновидности:
 - Пласт 1.1 – насип от чакъл с глинесто-песъчлив запълнител в зони до чакълеста глина пласт
 - Пласт 1.2 – насип от глинест пясък в зони до песъчлива глина и заглинени в различна степен пясъци
 - Пласт 1.3 – насип от песъчлива глина, червеникава
 - Пласт 1.4 – насип от песъчлива глина, кафява с разнорънест чакъл
- Глина, прахова, делувиялна – пласт 2
- Пясък, дребно до среднорънест, заглинен в различна степен в зони до глинест пясък (той няма отношение към склоновата устойчивост и не е изследван) – пласт 3
- Пясъчник, дребнорънест, с варовита спойка – пласт 4.

Определените изчислителни стойности за обемната плътност и якостните показатели на разновидностите, имащи отношение към свлачищния процес, са представени в следващата таблица:

Таблица 1. Изчислителни стойности за обемната плътност и якостните показатели на инженерногеоложките разновидности

Пласт №	Об. плътност ρ_n , kN/m ³	Изчислителна якост на срязване					
		Ефективна				Недренирана	
		Върхова		Остатъчна			
		$\phi', ^\circ$	$C',$ kPa	$\phi', ^\circ$	$C',$ kPa	$\phi_u, ^\circ$	$C_u,$ kPa
1.1	1.97	-	-	-	-	36	-
1.2	1.95	27	13.7	26	10.3	23	-
1.3	1.97	17	19.6	16	16.0	-	30.6
1.4	1.99	22	29.0	22	24.0	-	37.8
2	1.99	14	31.8	13	26.6	-	-
4	2.40	35	70	-	-	-	-

Показателите на ефективната върхова и остатъчна якост на срязване са определени в лабораторни условия при консолидирано-дренирано състояние. Тъй като насипите от пластове 1.1 и 1.2 зърнометрично са с преобладаващи песъчлива и та чакълеси фракции, то недренираната им якост е определена чрез общия ъгъл на вътрешно триене. Материалите от пластове 1.3 и 1.4 са с преобладаващ прахово-глинест състав и по тази причина недренираната им якост е определена чрез недренираната кохезия.

Устойчивост на откосите

Изчисленията за устойчивостта са извършени с програмата GeoStru по три инженерногеоложки профила (IV-IV, V-V и VI-VI – фиг. 2 и 3), разположени в границата на свлачищния процес.

В изчислителните схеми са приети следните общи предпоставки за моделиране на инженерногеоложките условия:

- устойчивостта е определена по хлъзгателна повърхнина от кръгово-цилиндричен по метода на Бишоп, като е използвана генерираща процедура за търсене на най-неблагоприятната повърхнина на хлъзгане.
- границите на хлъзгателните повърхнини са привързани към зоните на деформиране на пътното платно откосити под него, установени при инженерногеоложката картировка;

Изчисленията в условията на основно съчетание на товарите са използвани стойностите на:

- изчислителната ефективна върхова и остатъчна якост на срязване на строителните почви, определена в лабораторни условия, и
- изчислителната пълна якост на срязване на строителните почви, определена по данни от SPT;
- изчислителните водни нива в зоната на пътното платно са приети на около 3 m от терена, което съответства на дълбочината на оттичане от отводнителната тръба. Надолу по склона са приети на дълбочини средно от 1,0-1,5 m от терена. При използване на ефективната якост на срязване, влиянието на водното ниво е отчетено като порен натиск, а при използване на пълната якост на срязване – само като тегло в свлачищното тяло.

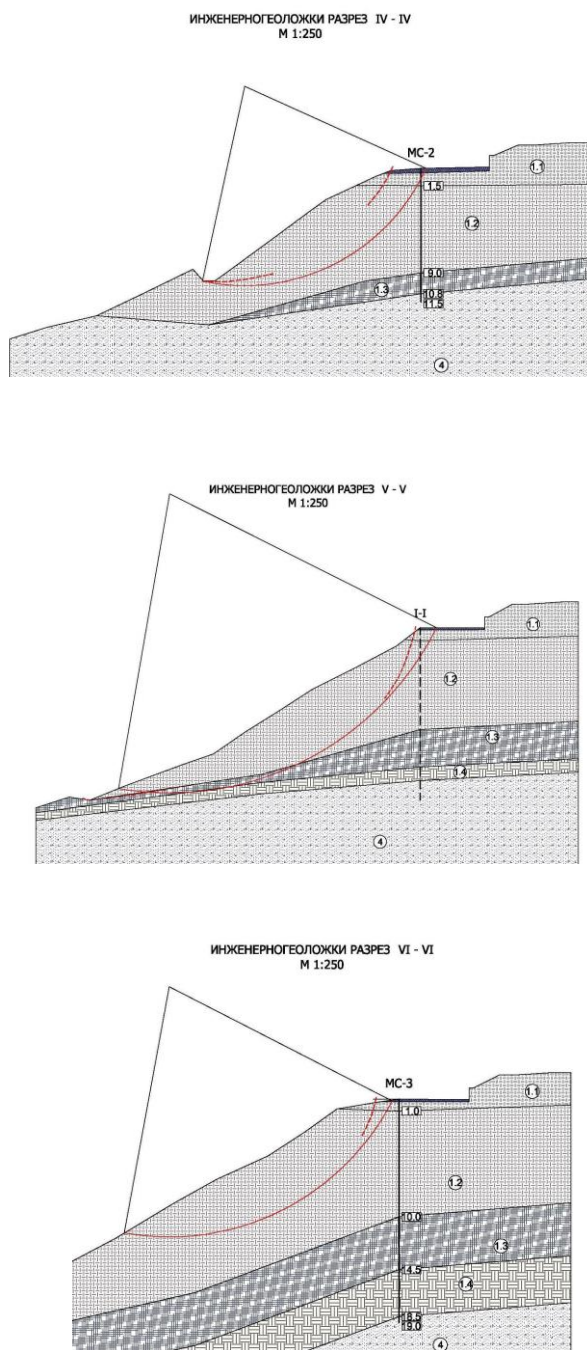
Влиянието от товарите на пътни превозни средства е отчетено като равномерно разпределен товар с интензивност от 20 kN/m, разпределени върху пътното платно. Получените резултати от изчисленията са дадени в таблица 2.

Таблица 2. Коефициенти на устойчивост при различни състояния и почвени показатели

Профил	Минимален коефициент на устойчивост F_{min} при съчетание на товарите		
	Върхова якост	Недренирана якост	Остатъчна якост
IV-IV	1,14	0,96	1,05
V-V	1,23	0,96	0,98
VI-VI	1,10	1,02	1,07

Резултатите от изчисленията показват, че дълбочинният обхват на генерираните най-неблагоприятните изчислителни повърхнини в зоната на нарушения пътен банкет е до 3-4 m от терена, което съответства на реализирания свлачищен обрив (фиг. 3).

Според тях, се установява, че при използване в стабилитетните изчисления на определената ефективна върхова якост, получените за отделните профили в свлачищното тяло минимални коефициенти на устойчивост са в границите $F=1,10 \div 1,23$. Тези стойности са по-високи от граничната ($F=1,00$) и не съответстват на действителното геодинамично неустойчиво състояние на откосите.



Фиг. 3. Изчислителни разреза по профилни линии IV-IV, V-V и VI-VI (с прекъсната линия са показани елементите на свлачищните повърхнини, установени при инженерно-геоложката картировка, а с пълтна линия са показани повърхнини на хлъзгане, установени от вариантите изчисления)

Същевременно, минималните коефициенти на устойчивост, получени чрез използване на показателите на недренираната якост на срязване (основно за материалите от насипа), са много близки до граничната стойност и описват състояние на гранично равновесие на склона в условията на бързо водонасищане и забавено дрениране на подземните води.

Изчисленията за коефициента на устойчивост с остатъчна якост на материалите от насипа съответстват на състоянието на масива след неговото отслабване в следствие на свлачищните процеси и при условно запазване на водните нива в насипа, но след възстановяване на филтрационното им дрениране. Те показват, че устойчивостта на нарушения свлачищен масив за следващ по-дълготраен период от време също е близка или малко по-висока от граничната. Това налага прилагането на стабилизиращи силови и/или дрениращи съоръжения, като тяхното оразмеряване може да се извърши на базата на изготвените стабилитетни модели.

Заклучение

Получените резултати от направените анализи на устойчивостта на свлачището показват, че неговото възникване и развитие може да се обясни с формирането на висок порен натиск с инфилтрационен произход.

Това налага инженерногеоложките и хидрогеоложките проучвания, в подобни условия, да изследват самостоятелно и равнопоставено устойчивостта на склоновете и откосите както в недренирано, така и в дренирано състояние.

Литература

- Инженерногеоложки доклад за обект: "Укрепване свлачище и възстановяване пътно платно на път I-8, София – Пловдив при км 102+700", 2012 г. Фонд "Геотехника АБС" ООД.
- Наредба № 1 от 26 май 2000 г. за проектиране на пътища. МРРБ.
- Наредба № 12 за проектиране на геозащитни строежи, сгради и съоръжения в свлачищни райони от 2001 г. МРРБ.
- Ширърд, Дж. и др. 1970. Земнонаситни и каменнонаситни язовирни стени. Инженерни проблеми на проектирането и строителството. С., Техника.
- Duncan, J. M., S. G. Wright. 2005. *Soil Strength*. John Wiley & Sons, New York.
- Gonghui, W., K. Sassa. 2003. Pore-pressure generation and movement of rainfall-induced landslides: effects of grain size and fine-particle content. – *Engineering Geology*, 69, 1-2, 109-125.

ПРОМЕНЕТЕ В СТОЙНОСТИТЕ НА ГРАВИТАЦИОННОТО ПОЛЕ И ВРЪЗКАТА ИМ СЪС СЕИЗМИЧЕСКАТА АКТИВНОСТ И НИВОТО НА ПОДПОЧВЕНИТЕ ВОДИ В РАЙОНА НА СОФИЯ

Ради Радичев¹, Емил Михайлов², Атанас Кисъов¹, Николай Кирилов¹

¹Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; radirad@mgu.bg

²Национален институт по геофизика, геодезия и география, БАН, 1113 София; emil_mih@abv.bg

РЕЗЮМЕ. Въз основа на резултатите от високоточните гравиметрични измервания на силата на тежестта в района на Софийския гравиметричен полигон през различни периоди, като са отчетени приливните гравитационни влияния на Луната, се установява изменение на гравитационното поле в района на полигона. Получени са вариациите в стойностите на гравитационното поле $V_{\Delta g}$ във времето. Тези вариации отразяват промените в строежа на земната кора, като по-съществени са вариациите в районите на разломите и терасите, където за различните периоди имаме и смяна на знаците. Наблюдава се увеличаване стойностите на гравитационното поле в района на София и намаляването им в района на Витоша. От извършените високоточни гравиметрични измервания, върху графики се локализира трите земетресения станали през годините 1977, 1980 и 1983.

CHANGES IN THE VALUES OF THE GRAVITATIONAL FIELD AND THEIR CONNECTION TO THE SEISMIC ACTIVITY AND THE GROUNDWATER LEVEL IN THE REGION OF SOFIA

Radi Radichev¹, Emil Mihailov², Atanas Kisiov¹, Nikolay Kirilov¹

¹University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; radirad@mgu.bg

²NIGGG, BAS, 1113 София; emil_mih@abv.bg

ABSTRACT. On the basis of results, derived from high-precision gravity measurements in the region of Sofia's gravimetric polygon performed in different time periods, after taking into account the gravity effect of the Moon, is established a change in the gravitational field in the polygon's region. The variations of the gravitational field $V_{\Delta g}$ in time are calculated. These variations reveal the changes in the structure of the Earth's crust. The most substantial variations are in the regions of faults and terraces, where in different periods changes in the signs of the values are observed. An increase in the values of the gravitational field in the region of Sofia is detected, and respectively, a decrease in the values in the region of Vitosha mountain. On the charts, elaborated from high-precision gravity measurement data, are localized three earthquakes that took place in 1977, 1980, and 1983.

Въведение

Съвременните високоточни гравиметрични измервания намират голямо приложение в геофизиката, геодезията, астрономията и геологията за изучаване вътрешния строеж на Земята, за търсене и проучване на находища на полезни изкопаеми, структурно-тектонско райониране, откриване на карстови форми, зони на дезинтеграция и разуплътняване, откриване, оконтурване и картиране на разломи, изучаване на неприливните изменения на силата на тежестта, за изучаване аномалиите в силата на тежестта на Земята и планетите от Слънчевата система и тяхната връзка с формата и вътрешния строеж на Земята и планетите. Гравитационното взаимодействие действа в цялата Вселена и определя нейния строеж и еволюция. Под влияние на гравитацията се формират галактики и звездни натрупвания. Гравитацията създава звездите и планетите и определя техния вътрешен строеж и фигура.

Високата точност с която днес е възможно да бъде измервана силата на тежестта, поставя на дневен ред

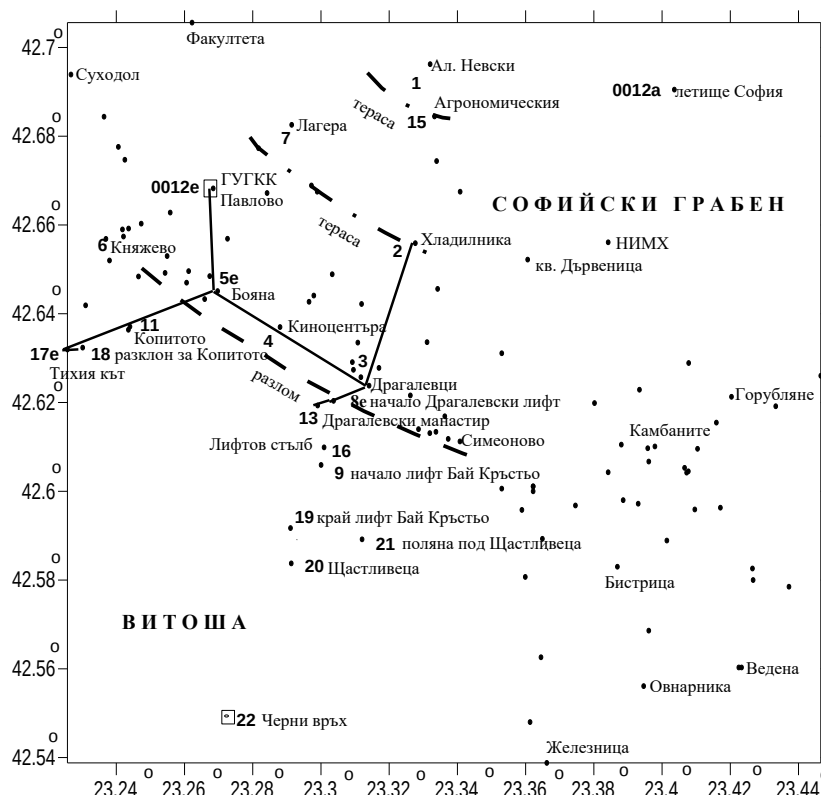
въпроси като изменението на силата на тежестта във времето и причините за това, както и въпросът за постоянството на гравитационната константа във времето и пространството който е пряко свързан с общата теория на гравитацията. Затова гравиметрията е съставна част от общата наука за гравитацията и строежът на Вселената наречена Космология и то в нейната земна, практически най-важна част свързана с дейността на човека.

През изминалото столетие в България са извършени много гравиметрични измервания (Михайлов, Радичев. 2011). Точността на тези измервания, особено през последните 20-30 години, достигна много високо ниво. Причината за това е непрекъснато увеличаващата се точност на използваната апаратура и натрупания опит на изследователите.

Измерванията на Софийския еталонен гравиметричен полигон показан с цифри на фиг. 1. са извършвани през различни години, най-напред с цел изследване състоя-

нието на гравиметричната апаратура. Извършени са измервания с 5 гравиметъра ГАГ-1 и ГАГ-2 на отсечките от полигона София (ГУГКК) – Копитото, Копитото – Тихия кът, Тихия кът – София (ГУГКК), София (ГУГКК) – начало Драгалевски лифт, начало Драгалевски лифт – начало лифт Бай Кръстьо, начало лифт Бай Кръстьо – Щастливеца и Щастливеца – София (ГУГКК). Тези отсечки заедно с всички останали от полигона и базите към него са измервани през различни периоди от време с гравиметри от вида ГАК, ГР/К2 и ГНУ-КВ. Върху отсечката София – Черни връх са извършени махални измервания с махални прибори ОВМ. Измерванията на всички отсечки са извършвани по тристъпковата методика (А-В-А-В), както с

махалните прибори, така и с останалите гравиметри. А отсечките 3-2, 3-5е, 3-8е, 5е-12е, 5е-17е, 8е-13 и 17е-18 са измервани по методиката А-В-А-В-А, двукратно всяка отсечка с три различни гравиметъра, и по този начин са получени по 18 Δg на отсечка. Три от седемте отсечки, а именно отсечките 3-5е, 5е-0012е и 5е-17е са измерени с грешка под $\pm 0,023$ милигала. При останалите четири отсечки грешката достига до $\pm 0,045$ милигала. На фиг.1 е дадена схема със седемте високоточно измерени отсечки. На тази схема са нанесени всички гравиметрични измервания извършени в Софийския район с цел локализиране на Витошкия разлом.



Фиг. 1. Софийски еталонен гравиметричен полигон заедно с гравиметричната снимка в района на София, необходими за локализиране на Витошкия разлом

Обработка и анализ на гравиметричните измервания в Софийския гравитационен полигон

Въз основа на извършените измервания в Софийския гравитационен полигон в продължение на повече от 20 години са изчислени разликите в силата на тежестта за различните отсечки от полигона през различните периоди на измерване. Изчислени са средните значения на вариациите на силата на тежестта за различните периоди на измерване 8; 12; 18 и 21 години. Установява се, че вариациите на силата на тежестта са в диапазона от 3 до 37 микрогала на година. При осредняване за голям интервал от време величините на вариациите на силата на тежестта намаляват. При различните времеви интервали, изменението полето на силата на тежестта с времето има различен по ниво на амплитудите характер. Съпоставени са данните от повторни гравиметрични измервания на разликите в силата на тежестта " Δg " между съседни точки с

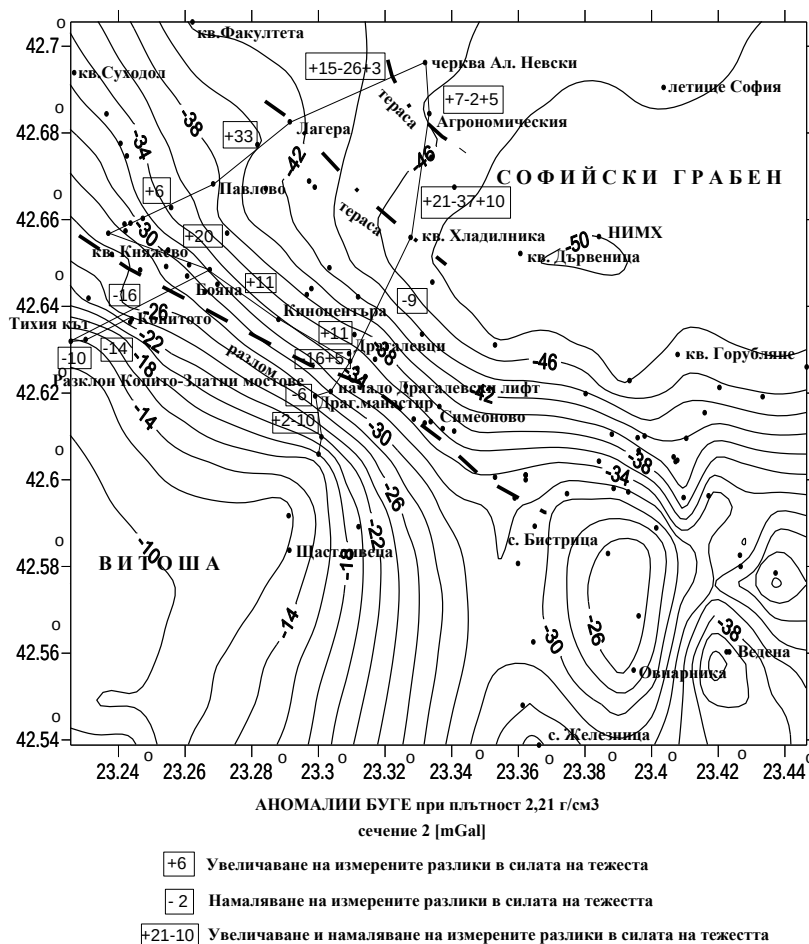
максимални разлики до $\pm 0,060$ милигала (Михайлов, Радичев, 2010). На фиг. 2 е дадена карта аномалия Буге на Софийския район при плътност на междинния слой $\sigma = 2,21 \text{ г/см}^3$, определена от гравиметрични измервания. На същата са нанесени средногодишните вариации $V\Delta g$ на разликите в силата на тежестта от различните периоди на измерване. Смяната на знаците в $V\Delta g$ се вижда при Софийското земетресение станало през 1983 г. отсечката Лагера – "Ал. Невски" от $V\Delta g = -26$ микрогала до 1983г. става на $+3$ микрогала след нея. Отсечката "Ал. Невски" – Агрономическия от $V\Delta g = +7$ микрогала до 1983г. става на -2 микрогала след нея. При отсечката Агрономическия – Хладилника от $V\Delta g = -37$ микрогала имаме нова вариация след 1983 г. равна на $+10$ микрогала. И отсечката Драгалевци – Драгалевски лифт пресичаща Витошкия разлом от скорост $V\Delta g = +11$ микрогала става след 1983 г. на -9 микрогала.

От казаното до тук може да направим следните изводи за вариациите на гравитационното поле в Софийския гравитационен полигон, респективно за Софийската котловина:

- Вариациите на силата на тежестта имат закономерен характер отразяващ особеностите в строежа и динамиката на земната кора в района.
- Съществени са вариациите на силата на тежестта в районите на разломите и терасите, където за различните периоди имаме и смяна на знаците на Δg ;

• Наблюдава се увеличаване на гравитационното поле под Витошкия разлом в района на гр. София и намаляване над него в района на Тихия кът и Копитото (Михайлов, 1986);

- В районите на терасите при Лозенец (Хладилника, Агрономическия) и "Ал. Невски" имаме съответно намаляване и увеличаване на вариациите Δg през различните периоди на измерване.



Фиг. 2. Аномалии Буге в района на София при плътност 2,21 г/см³ и годишни вариации на гравитационното поле в микрогали

Фактори определящи промените в стойностите на силата на тежестта

Различни са факторите предизвикващи колебанията на силата на тежестта. Според много изследователи най-големите изменения на Δg се предполага, че се дължат на възможно преместване на ядрото на Земята относно нейната кора. Други изследователи (Огаджанов, 1998, Юркевич, 1984) смятат, че вариациите на силата на тежестта се предизвикват главно от процеси, изменящи скоростта на въртене на Земята. Сезонните колебания на световния океан също могат да предизвикат изместване на центъра на тежестта на Земята и да доведат до изменение на земното ускорение. Движението на атмосферните маси също предизвикат изменение на силата на тежестта. Подобно влияние оказват и промените в нивото на подпочвените и грунтови води.

Известно е, че бавните движения на земната кора се явяват предвестници на силни земетресения. Има много случай когато се забелязват деформации в кората преди силни земетресения. Тези явления произтичат от много причини, но при всички случаи действа основният закон – зависимост на деформациите и земетресенията от напреженията. Бавните движения на повърхностите на Земята, явяващи се резултат от деформации на земната кора, водят до нарастването на вътрешните напрежения, които когато достигна критичните значения предизвикват земетресения. Земетресението е дискретно проявяване на напреженното състояние на земната кора или горната мантия (Юркевич, 1984).

Връзка между вариациите в гравитационното поле и сеизмическата активност в района на София

Отражението на динамиката на литосферата в региона на София върху гравитационното поле, нагледно се илюстрира по материалите от измерванията на средно-годишните вариации $V\Delta g$ на разликите в силата на тежестта от във времето на Софийския гравиметричен полигон (Михайлов, Радичев, 2010). Извършените гравиметрични измервания в полигона дават възможност да се изследва връзката на времевите вариации на гравитационното поле $V\Delta g$ със сеизмическата активност. В резултат на измерване на Δg по различни отсечки от полигона са констатирани различни по знак и скорост изменения на гравитационното поле във времето дадени на фиг.2. На едни отсечки от полигона за едни и същи периоди се наблюдава увеличаване на $V\Delta g$, а на други на понижаване на $V\Delta g$. Ако приемем, че деформациите довеждащи до възникване на земетресения за района стават в интервал на дълбочини до 50 километра, то изменението на силата на тежестта се дължи на изменение на плътностите на при повърхностния междинен слой σ . Деформацията на слоя на литосферата оказва влияние на изменение на гравитационното поле и се приема за безкраен слой на простирание с дебелина 50 километра. Оценката за вариация на плътността на междинния слой с плътност $\Delta\sigma$, съответствува на изменение гравитационното поле Δg_{cp} , получено по формулата (Огаджанов, Конценебин и др., 2005):

$$\Delta\sigma = \Delta g_{cp} / 0,0419 \cdot H \quad (1)$$

където: H е дебелина на литосферата равна на 50000 метра приета за района на България, а Δg_{cp} е средно годишно изменение на гравитационното поле за района на София.

Оценките показват, че при такъв модел на изменение на гравитационното поле в обема на литосферата средното значение на плътностите $\Delta\sigma$ за периода 1983-1996 е равно на $-0,0001 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$, а за периода 1996-2004 е равно на $+0,0005 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ и съответно за целия период от 1983-2004 г. е равно на $+0,0007 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$. По големи вариации на плътностите се наблюдават в геоактивните блокове, ограничени по простирание. При зоните на тектонските разломи в резултат на раздробяване на почвите и заместването им с по-леки почви може да стане разуплътняване на първоначалния по-плътен субстракт. Увеличаване плътността на почвите се наблюдава в сводовите на антиклиналните шисти в резултат на сплескване на почвите. Като цяло плътността на повърхностния слой е по-малка от плътността на магматичните и метаморфните скали и нараства с увеличаване на основните по състав петрографски видове. Анализирайки причините за изменението на гравитационното поле и сеизмичността, се установява че условията за възникването на земетресения се обуславят от деформирането на горните слоеве на земната кора. Сплескването се съпровожда с уплътняване и като следствие с увеличаване на Δg . Периода на сплескване на горните слоеве завършва с деформации и развитие на пукнатини (Огаджанов, Конценебин и др., 2005). Запълването на пукнатините с флуиди, определя

процеса на разуплътняване който се съпровожда с понижаване на гравитационното поле.

На трите профила, измерени с грешки до $\pm 0,030$ милигала, дадени в Приложение 1, върху графиките ясно се локализируют станалите земетресения в района на Своге през 1980 и София през 1983 години. Графиките са получени, както подчертахме по горе от измерванията на Δg на отсечки, като отсечките са измерени през различни периоди от време и с различни гравиметри. Локализирането на станалите три земетресения във Вранча, Своге и София добре се вижда от Приложение 2, графиката на абсолютните и махални гравиметрични измервания на г.т. 0012 е (OBG SOFIA). Тук върху резултатите от измерванията през годините от 1980 до 1986, оказва влияние и котлованата преди строежа на сградата на кадастъра, както и построената след това сграда. Върху профилите дадени в Приложение 3 заедно със земетресенията в Своге и София се локализира и земетресението във Вранча станало през 1977 година.

Комплексно влияние на подпочвените води и влажността на почвата върху изменението на силата на тежестта на Софийския полигон

Най-съществени изменения на силата на тежестта могат да възникнат от изменението във времето на режима на подземните води (подпочвени и влажност на почвата). От изменението нивото на подземните води се изменя плътността на междинния слой σ . Възможното изменение силата на тежестта може да се констатира от по-точни и прецизни гравиметрични измервания. Най-добри резултати за възможното изменение силата на тежестта се получават по формулата за силата на тежестта на плоскопаралелен слой с безкрайно простирание:

$$\Delta g_v = 2\pi f \Delta\sigma \Delta h \quad (2)$$

където: Δh е амплитуда на колебание нивото на подземните води в метри;

$$2\pi f = 0.0418 \quad (3)$$

$\Delta\sigma$ – изменение плътността на водоносния пласт при загуба или поглъщане на вода;

В района на Драгалевци и Хладилника минават реките Драгалевска и Дреновишка, които подхранват подземните води в района. Най-голям дебит, съответно най-високо ниво на подземните води има през късната пролет. Ако амплитудата на колебаене на подземните води Δh е 1 метър, то вариациите на силата на тежестта могат да достигнат до около $0,015 \text{ mGal}$ при изменение на $\Delta\sigma = 0.23 \text{ kg/m}^3$.

Вариациите на намаляване и увеличаване на силата на тежестта се дължат на снижаването и увеличаването на нивото на подземните води през различните периоди, когато са извършвани гравиметричните измервания.

Съдейки по използваната гравиметрична апаратура и методите на измерване се вижда, че колкото по-големи са промените на силата на тежестта и техните вариации $V_{\Delta g}$, то същите могат да бъдат в значителна степен повлияни и от грешки от самите измервания.

Заклучение

Промените в стойностите на гравитационното поле се обуславят от различни фактори, като за района на София определящи са:

- деформациите на горните слоеве на земната кора;
- снижаването и увеличаването на нивото на подземните води през различните периоди.

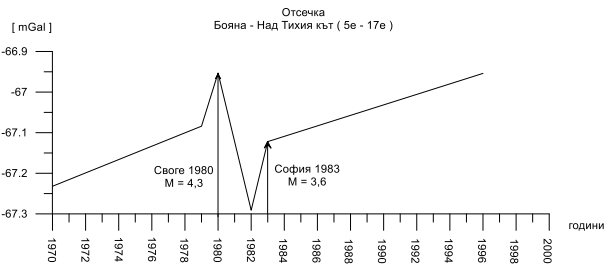
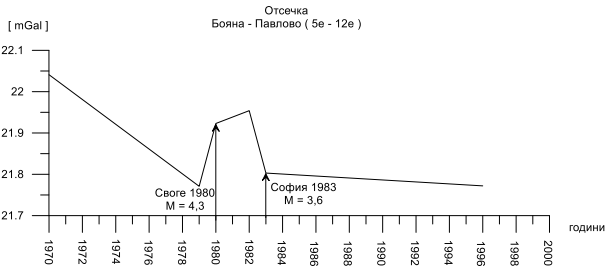
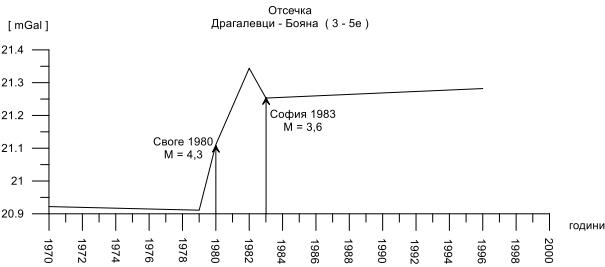
Първият фактор е свързан с възникването на земетресения които също се обуславят от деформирането на земната кора. Деформациите водят до уплътняване и разуплътняване на кората което от своя страна е свързано с промяна в стойностите на силата на тежестта. Смяна знаците на вариациите $V_{\Delta g}$ през различните периоди на измерване имаме при терасите на Лозенец (Хладилника, Агрономическия) и "Ал. Невски". Също така смяна на знаците през различни периоди на измервания имаме и на отсечките Драгалевци – начало Драгалевски лифт и Бояна – Тихия кът. При тези отсечки минава Витошкият разлом. Върху графиките в Приложение 1 на седемте високоточно измерени отсечки ясно се отбелязват станалите земетресения в Своге и София през 1980 и 1983 години. Същия резултат показва и графиката с абсолютните измервания в гравиметрична станция Павлово (OBG SOFIA) дадена на Приложение 2, където се маркира и земетресението във Вранча. При измерванията извършени по методиката А-В-А-В за изследване на гравиметри на отсечките 3-2; 13-8е; 8е-3 и 18-17 дадени на графики в Приложение 3, също така добре се локализират трите земетресения във Вранча, Своге и София.

Вторият фактор, водещ до промени в стойностите на гравитационното поле е свързан с промяната в нивото на подземните води през различните периоди, когато са извършвани гравиметричните измервания. В района на Драгалевци и Хладилника минават реките Драгалевска и Дреновишка, които подхранват подземните води в района. Най-голям дебит, съответно най-високо ниво на подземните води има през късната пролет. Ако амплитудата на колебаене на подземните води Δh е 1 метър, то вариациите на силата на тежестта могат да достигнат до около 0,015 mGal при изменение на $\Delta \sigma = 0.23 \text{ кг/м}^3$.

Литература

- Огаджанов, В. А., Ю. П. Конценебин, А. А. Назаров, А. В. Огаджанов, С. В. Соломин. 2005. Связь изменений гравитационного поля на Саратовском геодинамическом полигоне с сейсмической активностью Альпийско-Средиземноморского пояса и прилегающей части Европейской плиты.
www.ebiblioteka...et/01/heol0501_21paf.
- Михайлов, Е. 1986. Анализ на гравиметричните измервания на софийския полигон и базите към него за периода 1967–1984 г. – *Геодезия картография кадастър*, 6.
- Михайлов, Е., Р. Радичев. 2010. Мониторинг на гравиметричните измервания на Софийския полигон и базите към него – *Годишник на Минно-геоложкия университет "Св.Иван Рилски"* - София, свитък I, 149-152.
- Михайлов, Е., Р. Радичев. 2011. Гравиметрични измервания в България за периода 1926 до 2011 г. – *Год. МГУ "Св. Иван Рилски"*, 54, 1, *Геология и геофизика*, 6.
- Юркевич, О. И. 1984. Определение времени подготовки землетресений по медленным движениям поверхности земли – *Геодезия картография аерофотосъемка*, 39, 101-109.

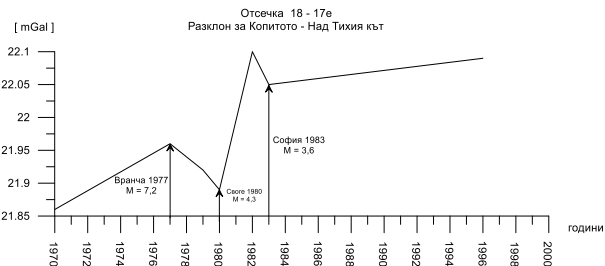
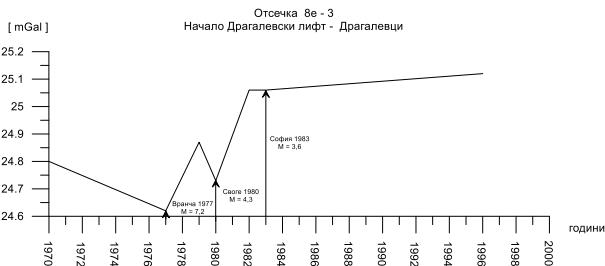
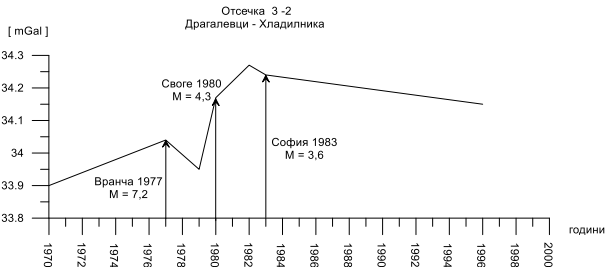
Приложение 1



Приложение 2



Приложение 3



НЯКОИ ОБОБЩЕНИЯ ЗА РАЗПРЕДЕЛЕНИЕТО НА СЕИЗМИЧНОСТТА В ЮЖНА БЪЛГАРИЯ ВЪЗ ОСНОВА НА КАТАЛОЖНИ ДАННИ ЗА ЗЕМЕТРЕСЕНИЯТА ДО 2007 ГОДИНА

Ради Радичев, Бойко Рангелов, Стефан Димовски, Миглена Янкова

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; radirad@mgu.bg; branguelov@gmail.com; dimovski@mgu.bg; miglenayankova@gmail.com

РЕЗЮМЕ. Като сме изхождали от необходимостта да се акцентира върху сеизмичността на Южна България сме приели за целесъобразно да използваме за всички обобщения налична първична информация (каталози на земетресения). Анализът на сеизмичността се базира върху следните два набора от каталожни данни: 1. "Каталог на USGS-NOAA, USA" – земетресенията, които се съдържат в уеб-сайта на USGS National Earthquake Information Center за периода от 1975 г. до 2007 г.; 2. "Сборен каталог", съставен в лабораторията по сеизмотектоника при Геологическия институт на БАН, за всички земетресения до 1996 г. включително, отразени в Catalogue of Earthquakes, 1974, UNESCO, CSEM European – Mediterranean Hypocenters data file (1979-1985), Catalogue of International Seismological Center, Edinburgh, Newbury, England, Word's hypocenters data file (1885-1985), USGS-NOAA, USA. Направеният обобщен анализ на сеизмичността на Южна България дава, както относителна, така и в известна степен количествена представа за вероятността от сеизмични проявления за отделните райони в обхвата на разглежданата територия.

SOME ASSUMPTIONS IN REGARD TO THE SEISMICITY DISTRIBUTION IN SOUTH BULGARIA ACCORDING TO EARTHQUAKE CATALOGUE DATA UP TO YEAR 2007

Radi Radichev, Boiko Rangelov, Stefan Dimovski, Miglena Yankova

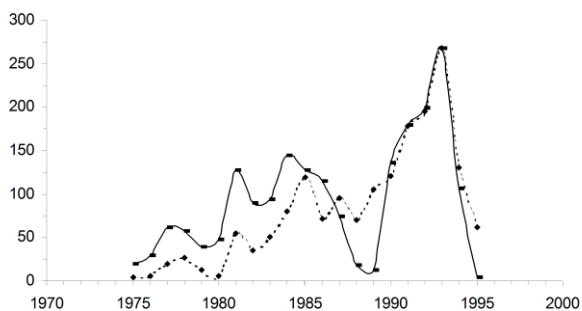
University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; radirad@mgu.bg; branguelov@gmail.com; dimovski@mgu.bg; miglenayankova@gmail.com

ABSTRACT. Taking into account the necessity to emphasize on the seismicity in South Bulgaria the utilized approach was to make all our assumptions on the base of the available primary information (Earthquakes catalogues). The performed seismicity analysis is based on the following two data sets of catalogue data: 1. "Catalogue of USGS – NOAA, USA" – data for the earthquakes that are available on the web-site of the USGS National Earthquake Information Center for the period from 1975 up to 2007; 2. "Summarized catalogue", developed by the Laboratory of Seismotectonics to the Geological Institute "Strashimir Dimitrov", BAS, that contains data for all earthquakes up to 1996, recorded in Catalogue of Earthquakes, 1974, UNESCO, CSEM European – Mediterranean Hypocenters data file (1979-1985), Catalogue of International Seismological Center, Edinburgh, Newbury, England, Word's hypocenters data file (1885-1985), USGS-NOAA, USA. The performed summarized analysis of the seismicity distribution in South Bulgaria not only gives relative information, but also provides to a certain degree some quantitative assessment for the possibility of occurrence of seismic events in the different regions that comprise the studied territory.

Данните за сеизмичността на Южна България са систематизирани от редица изследователи, които в една или друга степен обсъждат и връзката между разпределението на сеизмичната активност и дълбочинния строеж на земната кора. Като сме изхождали от необходимостта да се акцентира върху сеизмичността на отделни локални участъци от Южна България сме приели за целесъобразно да използваме за всички изводи и обобщения налична първична информация (каталози на земетресения).

Анализът на сеизмичността се базира върху: 1 – "Каталог на USGS-NOAA, USA" – земетресенията, които се съдържат за периода от 1975 г. до 2007 г. в уеб-сайта на USGS National Earthquake Information Center; 2 – "Сборен каталог", съставен в лабораторията по сеизмотектоника при Геологическия институт на БАН за всички

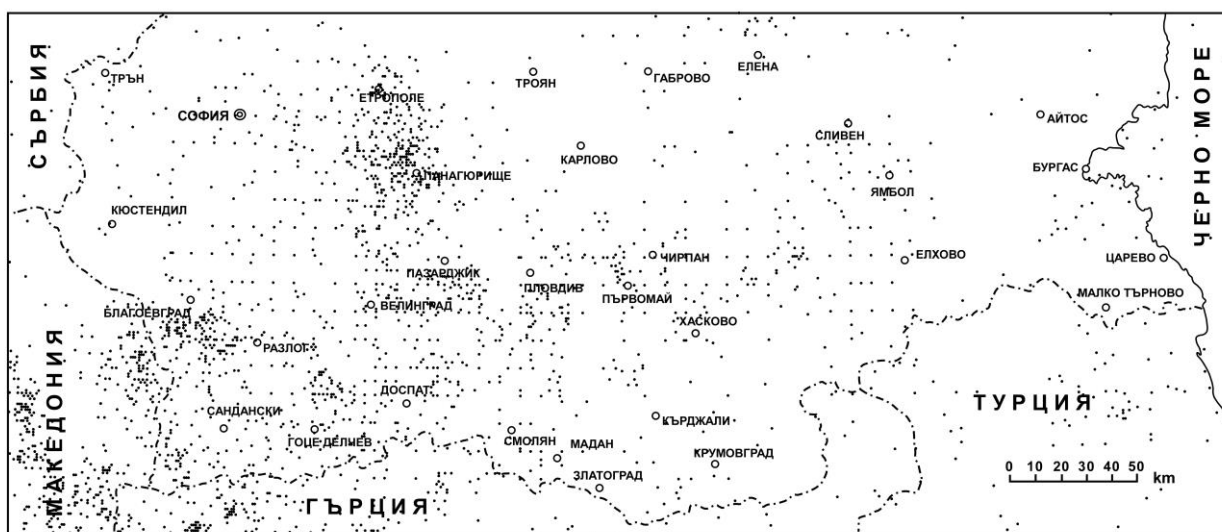
земетресения до 1996 г. включително, отразени в Catalogue of Earthquakes, 1974 UNESCO; CSEM European-Mediterranean Hypocenters data file (1979-1985); Catalogue of International Seismological Center, Edinburgh; Newbury, England, Word's hypocenters data file (1885-1985); USGS-NOAA, USA. Данните по двата каталога, както и следва да се очаква, са напълно съпоставими за общия период от време. На фигура 1 са показани графиките на разпределение на броя на земетресенията в обхвата на изследваната територия, отразени в двата каталога за общ период от 20 години (1975-1995 г.). За този период в Сборния каталог се съдържат общо 1952 броя земетресения, а в Каталога на USGS-NOAA, USA – 1707 броя. За периода 1990-1994 г. разпределението на броя на земетресенията в двата каталога се отличава по-малко от 1%. Данни от националните каталози не са използвани.



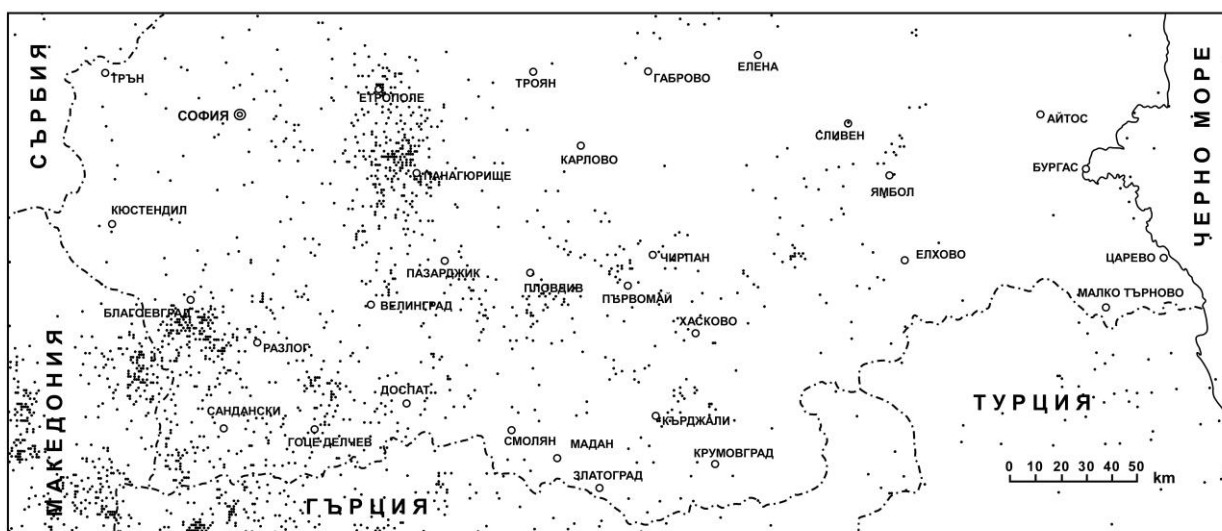
Фиг. 1. Графики на разпределение на броя на земетресенията, отразени в Сборния каталог (плътна линия) и в Каталога на USGS-NOAA, USA за общ период от 20 години (1975-1995 г.)

На фигури 2 и 3 се илюстрира площното разпределение на епицентрите на земетресенията за Южна България по двата каталога. Броят на регистрираните земетресения през последните двадесет години (2053 броя по Каталога на USGS-NOAA, USA) съставлява около 71% от земетресенията, които се съдържат в Сборния каталог – 2900 броя.

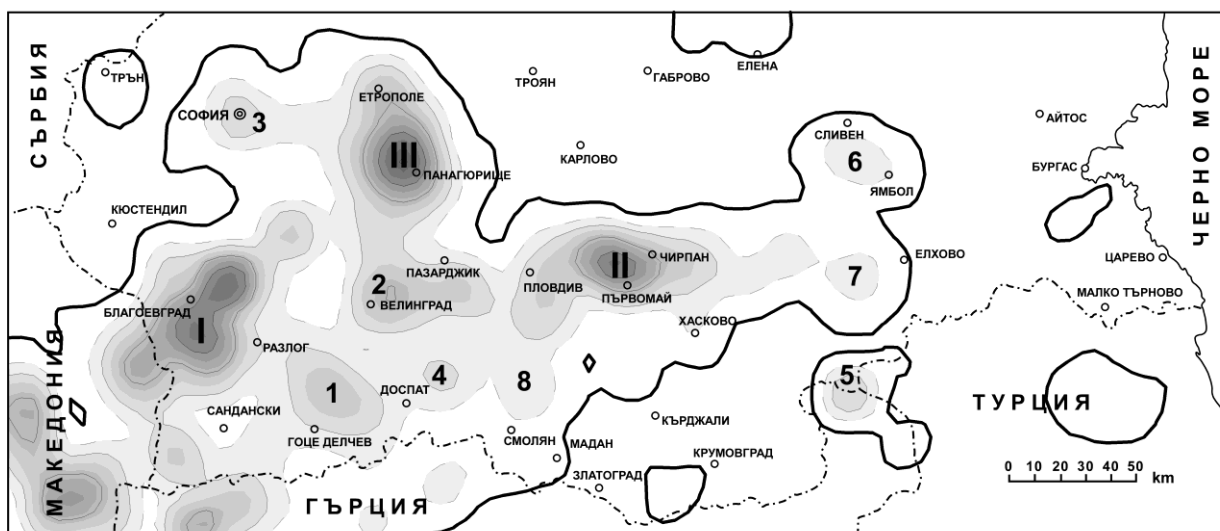
Статистически е целесъобразно използването на наличната информация за по-дълъг период от време. Това дава предимство на Сборния каталог, което добре се илюстрира от схемите на разпределение на плътността на епицентрите на земетресенията, съставена по данните от Сборния каталог (фиг. 4) и от Каталога на USGS-NOAA, USA (фиг. 5) за изследваната територия.



Фиг. 2. Площно разпределение на епицентрите на земетресенията, отразени в Сборния каталог за изследваната територия – общо 2900 броя (период: от 536 до 1996 г. включително)



Фиг. 3. Площно разпределение на епицентрите на земетресенията, отразени в Каталога на USGS-NOAA, USA – общо 2053 броя (период: от 1975 до 2007 г.)

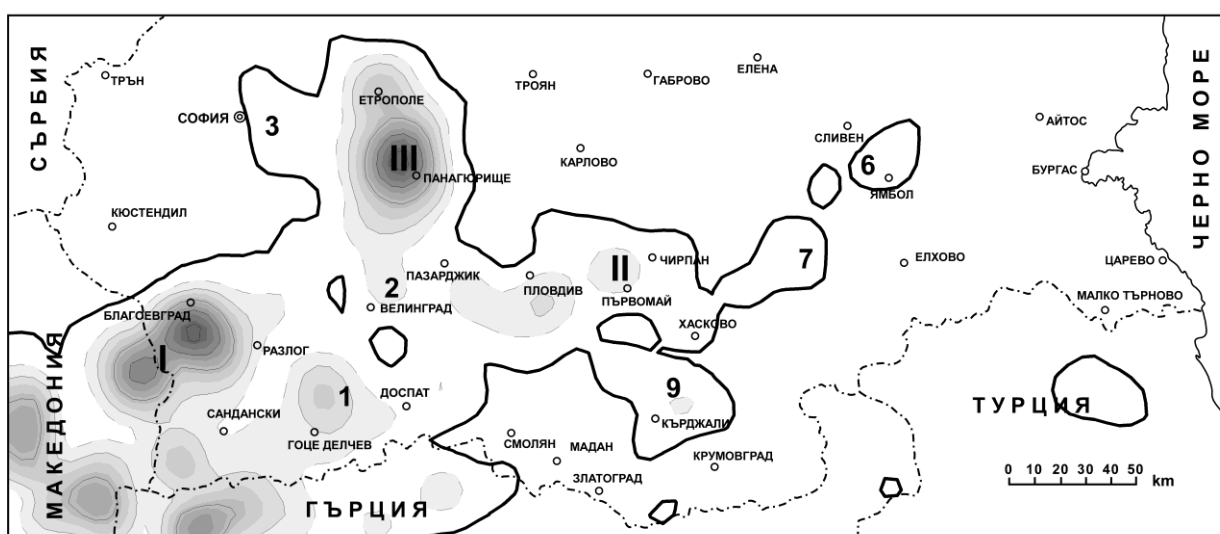


Фиг. 4. Схема на плътността на епицентрите на земетресенията в Южна България при осредняване с прозорец 400 km^2 по данните, отразени в Сборния каталог за изследваната територия – общо 2900 броя (период: от 1953 до 1996 г. включително); удебелена плътна линия – 5 броя; пунктирна линия – 15 броя.

Зони с плътност по-голяма от 75 броя на 400 km^2 : I – Рило-Пиринска сеизмоактивна зона; II – Пловдивско-Чирпанска сеизмоактивна зона; III – Панагюрска антропогенна зона.

Зони с плътност в диапазона 25-50 броя на 400 km^2 : 1 – Гоцеделчевска; 2 – Велинградска, 3 – Софийска, 4 – Девинска; 5 – Ивайловградска.

Зони с плътност по-голяма от 15 броя на 400 km^2 и по-малка от 25 броя на 400 km^2 : 6 – Ямболска; 7 – Тополовградска; 8 – Чепеларска



Фиг. 5. Схема на плътността на епицентрите на земетресенията в Южна България при осредняване с прозорец 400 km^2 по данните, отразени в Катола на USGS-NOAA, USA – общо 2053 броя (период: от 1975 до 2007 г.); удебелена плътна линия – 5 броя; пунктирна линия – 15 броя; I – Рило-Пиринска сеизмоактивна зона; II – Пловдивско-Чирпанска сеизмоактивна зона; III – Панагюрска антропогенна зона; 1 – Гоцеделчевска зона, 2 – Велинградска зона, 3 – Софийска зона, 6 – Ямболска зона, 7 – Тополовградска зона, 9 – Кърджалийска зона

При зонироване по плътност на епицентрите (метод, използван често за количествена характеристика) на регистрираните земетръсни прояви в Сборния каталог (фиг. 4) се отделят три зони с плътност на земетресенията по-голяма от 75 броя на 400 km^2 – Рило-Пиринската зона I (често означавана като зона Кресна-Крупник), на Струмската сеизмоактивна зона, Пловдив-Чирпанската зона II и Панагюрската антропогенна зона III. Обособяват се и 8 зони от по-нисък порядък – с плътност по-голяма от 25 броя на 400 km^2 и по-малка от 50 броя на 400 km^2 (зони

1, 2, 3, 4 и 5) и с плътност по-голяма от 15 броя на 400 km^2 и по-малка от 25 броя на 400 km^2 (зони 6, 7 и 8).

Рило-Пиринската сеизмоактивна зона I е най-голяма по площ и плътност на земетресенията. Тя може да се разглежда като основна подзона на обширната регионална Струмска сеизмоактивна зона, в обхвата на която се включват и сеизмоактивния район югозападно от Сандански и територията с много добре изявена сеизмоактивност по долното поречие на Струма в територията на Гърция.

Върху схемата еднозначно с плътност по голяма от 75 земетресения на 400 km² се отделя сеизмоактивна зона в обхвата на Тракийската депресия – Пловдивско-Чирпанската сеизмоактивна зона II. Тя има меридионална ориентация и максималните стойности на плътността югозападно от Чирпан. Панагюрската сеизмоактивна зона III има антропогенен характер и се обуславя от активната взривна дейност, съпровождаща минната промишленост в Панагюрски руден район.

Наред с основните сеизмоактивни зони, върху разглежданата схема намират проявление и сеизмоактивни зони от по-нисък порядък. Към първата група се отнасят зони с плътност по-голяма от 25 броя на 400 km² и по-малка от 50 броя на 400 km². Това са Гоцеделчевската сеизмоактивна зона 1, Велинградската 2, Софийската 3, Девинската 4 и Ивайловградската 5. Като зони от най-нисък порядък могат да се отделят участъците, за които плътността е по-голяма от 15 броя на 400 km² и по-малка от 25 броя на 400 km². Това са Ямболската зона 6, Тополовградската зона 7 и Чепеларската зона 8.

Зонирането на картата на плътността на епицентрите на земетресенията, съставена по Католага на USGS-NOAA, USA (Фигура 5) показва, че съществуват известни разлики със зонирането на картата съставена по Сборния каталог (фиг. 4).

Рило-Пиринската сеизмоактивна зона I има еднозначно проявление и върху схемата, съставена по Католага на USGS-NOAA, USA (фиг. 5). Върху тази схема площта, оконтурена от изолинията със стойност 25 броя има по-малки размери. Освен това Южният участък на зоната се измества от Пирин към западното поречие на Струма и територията на Македония. Пловдивско-Чирпанската сеизмоактивна зона II се представя от два участъка с плътност по-голяма от 15 броя на 400 km², но не по-голяма от 30 броя на 400 km². Панагюрската антропогенна сеизмоактивна зона III се обособява напълно аналогично както по конфигурация, така също и по интензивност.

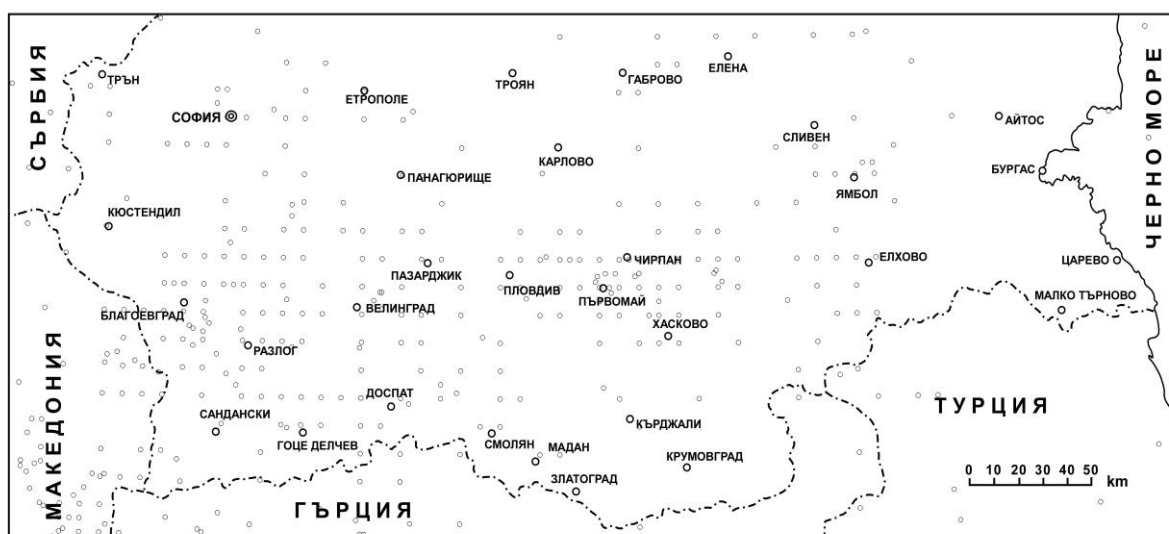
Зоните от по-нисък порядък с изключение на Гоцеделчевската 1, се изявяват в различна степен върху анализиранията схема, съставена по Католага на USGS-NOAA, USA (фиг. 5).

Велинградската зона 2 се включва в южната част на зоната обхваната от изолинията с плътност на епицентрите на земетресенията по-голяма от 15 броя на 400 km², но се ретушира от фоновото влияние на Панагюрската антропогенната зона III и не се обособява индивидуално. Софийската сеизмоактивна зона 3 (фиг. 4) деформира изолинията за плътност на земетресенията 5 броя на 400 km², но в обхвата на територията ограничена от тази изолиния се включва само източната периферия на аномалията.

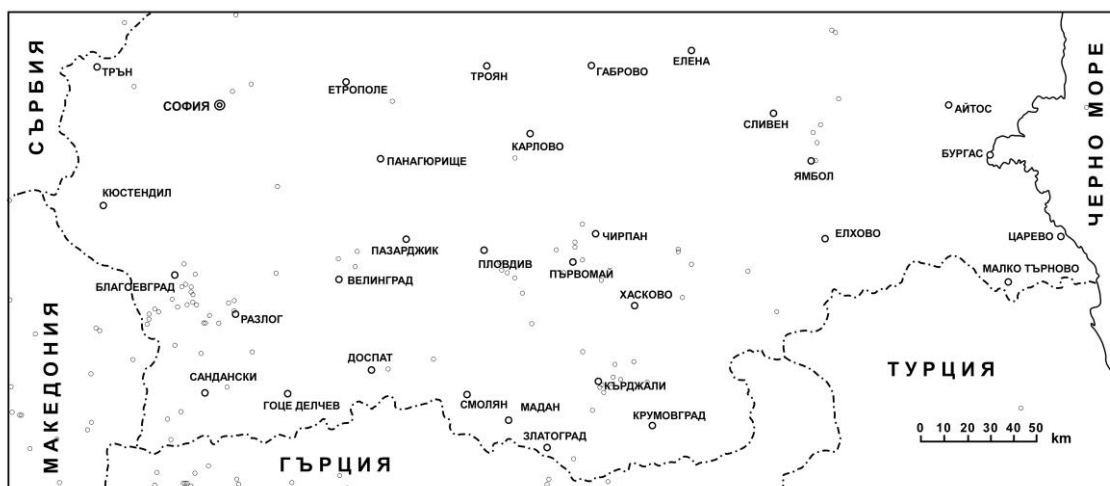
Девинската 4, Ивайловградската 5 и Чепеларската 8 аномалии (фиг. 4) не намират проявление върху разглежданата схема (фиг. 5). Ямболската 6 и Тополовградската 7 аномалии с незначителни отклонения са в обхвата на изолинията за плътност на земетресенията 5 броя на 400 km².

Върху анализиранията схема, съставена по Католага на USGS-NOAA, USA (фиг. 5) намира проявление нова зона 9, разположена около Кърджали и включена в обхвата на изолинията за плътност на земетресенията 5 броя на 400 km². В епицентъра на Кърджалийската зона 9 плътността на епицентрите на земетресенията достига около 30 броя на 400 km².

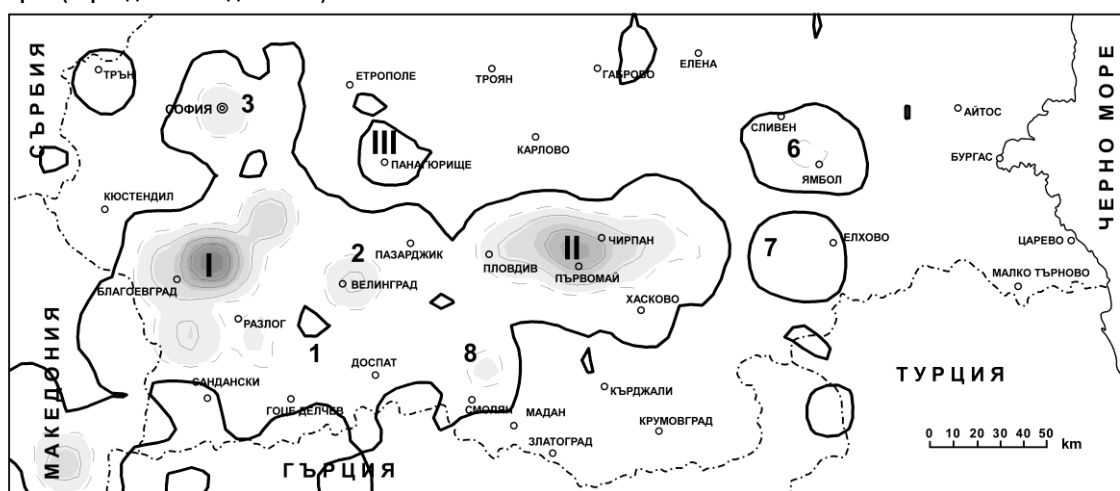
Практически интерес представлява пространственото разпределение на епицентрите на земетресенията с по-голям магнитуд. На фигури 6 и 7 се илюстрира площното разпределение на епицентрите на земетресенията с магнитуд $M > 3,5$ за Южна България по двата каталога, а на фигури 8 и 9 – разпределението на плътността на епицентрите на тези земетресения.



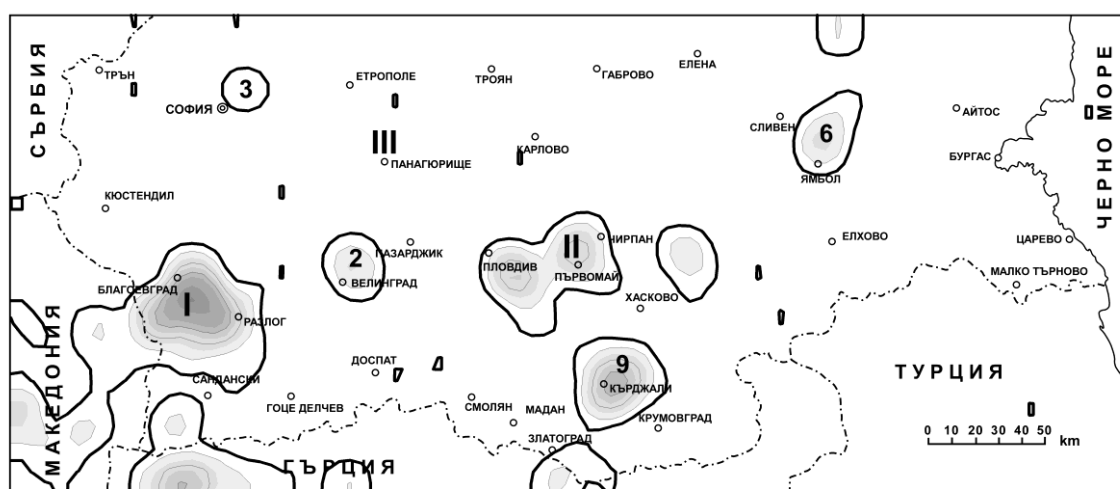
Фиг. 6. Площно разпределение на епицентрите на земетресенията с магнитуд $M > 3,5$, отразени в Сборния каталог за изследваната територия – общо 801 броя (период: от 536 г. до 1996 г. включително)



Фиг. 7. Площно разпределение на епицентрите на земетресенията с магнитуд $M > 3,5$, отразени в Катола на USGS-NOAA, USA – общо 120 броя (период: от 1975 до 2007 г.)



Фиг. 8. Схема на плътността на епицентрите на земетресенията в Южна България с магнитуд $M > 3,5$ при осредняване с прозорец 400 km^2 по данните, отразени в Сборния каталог за изследваната територия – общо 801 броя (период: от 536 до 1996 г. включително); с римски и латински цифри са обозначени местата на сеизмоактивните зони, обособени на фигура 4; удебелена плътна линия – 2 броя; пунктирна линия – 10 броя; сечение през 20 броя; I – Рило-Пиринска сеизмоактивна зона; II – Пловдивско-Чирпанска сеизмоактивна зона; III – Панагюрска антропогенна зона; 1 – Гоцеделчевска зона, 2 – Велинградска зона, 3 – Софийска зона, 6 – Ямболска зона, 7 – Тополовградска зона, 8 – Чепеларска зона



Фиг. 9. Схема на плътността на епицентрите на земетресенията в Южна България с магнитуд $M > 3,5$ при осредняване с прозорец 400 km^2 по данните, отразени в Катола на USGS-NOAA, USA – общо 120 броя (период: от 1975 до 2007 г.); удебелена плътна линия – 1 броя; изолинии през 2 броя (2, 4 и 6); I – Рило-Пиринска сеизмоактивна зона; II – Пловдивско-Чирпанска сеизмоактивна зона; III – Панагюрска антропогенна зона; 2 – Велинградска зона, 3 – Софийска зона, 6 – Ямболска зона, 9 – Кърджалийска зона

За последните двадесет години броят на земетресенията с магнитуд $M > 3,5$ (120 броя) е около 6,7 пъти по малък от съответния брой в Сборния каталог (801 броя).

Върху схемата на плътността на епицентрите на земетресенията с $M > 3,5$ по данните в Сборния каталог (фиг. 8) еднозначно се отделят Рило-Пиринската сеизмо-активна зона I и Пловдивско-Чирпанската сеизмоактивна зона II, за които плътността е по-голяма от 50 броя на 400 km². Панагюрската антропогенната зона III практически не се регистрира. В обхвата на изолиния за 10 броя на 400 km² се регистрират Гоцеделчевската 1, Велинградската 2, Софийската 3, Ямболската 6 и Чепеларската 8 сеизмо-активни зони от втори порядък.

Върху схемата на плътността на земетресенията с магнитуд $M > 3,5$ през последните 20 години в обхвата на изолиния за плътност 4 броя на 400 km² се регистрират Рило-Пиринската сеизмоактивна зона I, Пловдивско-Чирпанската зона II и Кърджалийската зона 9.

Направеният обобщен анализ на сеизмичността на Южна България дава, както относителна, така и в известна степен количествена представа за вероятността от сеизмични проявления за отделните райони в обхвата на разглежданата територия.

Литература

- Господинов, Д. 1985. Проверка на независимостта на сеизмичните зони в Горнотракийската низина. – *Бълг. геоф. спис.*, 10, 4, 107-112.
- Еленков, С., С. Маслинкова, А. Милев, С. Пачова, С. Рижикова, Т. Стоянов. 1984. Сеизмичен режим и характеристики на земетресенията в Горнотракийската низина за периода 1978-1982 г. – *Бълг. геоф. спис.*, 10, 4, 118-129.
- Пачова, С., С. Маслинкова, С. Еленков. 1987. Сеизмичност на Горнотракийската низина за периода 1983-1984. – *Бълг. геоф. спис.*, 13, 4.
- Стоянов, Т., С. Рижикова. 1984. Дълбочинно разпределение на слабите земетресения в Горнотракийската низина за периода 1978-1982 г. – *Бълг. геоф. спис.*, 10, 2, 62-68.
- Эйби, Дж. А. 1982. *Землетрясения*. М., Недра, 264 с.
- Ambraseys, N. N. 1995. The prediction of earthquake peak acceleration in Europe. – *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 24, 467-490.
- Rangelov B., S. Rizhikova, T. Toteva. 2001. *The Earthquake (M7.8) Source Zone (South-West Bulgaria)*. Acad. Publ. House "Marin Drinov", Sofia, 279 p.

ИЗСЛЕДВАНЕ НА ЗЕМЕТРЕСЕНИЯТА В РАЙОНА НА СОФИЯ С МАГНИТУД $M > 3$

Бойко Рангелов¹, Венелин Славчев¹, Стефан Тачев¹, Соня Димитрова²

¹Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; brangelov@gmail.com; venko.slavchev@abv.bg; gmsexay@abv.bg

²НИГГГ, Българска академия на науките, 1113 София; sdimitrova@geophys.bas.bg

РЕЗЮМЕ. Направено е изследване върху сеизмичността на град София и околните земи обхващащо период от време 1965-2010 година и земетресения с магнитуд над 3. Показани са различните зависимости между статистическите разпределения на различните параметри на земетресенията – честота на поява, пространствено-времеви особености, сеизмогенни свойства на дълбочинните структури и др.

SOFIA AREA SEISMICITY INVESTIGATIONS ABOUT $M > 3$ EARTHQUAKES

Boyko Rangelov¹, Venelin Slavchev¹, Stefan Tachev¹, Sonya Dimitrova²

¹University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; brangelov@gmail.com; venko.slavchev@abv.bg; gmsexay@abv.bg

²NIGGG – Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia; sdimitrova@geophys.bas.bg

ABSTRACT. An extensive research of the local seismicity around Sofia city is performed to discover the relationships between the different parameters of the local earthquakes observed there. Magnitude threshold above $M 3$ is artificially limited, to reveal the relationships of the complete catalogue. The sources of information are internationally recognized web-sites of the international seismological centers – E:SC, ISC, USGS, etc.

Въведение

Изследването използва данни само за земетресения с магнитуд над 3 регистрирани инструментално. Това означава – от 1980 година когато влиза в експлоатация Националната система за сеизмологична информация – НОТССИ. Това е условна магнитудна граница продиктувана от ефекти на усещане на територията на град София. Усещането се установява с макросеизмични карти, данни за които има още от 1917 година (Рангелов, 2010). Данни за силни и разрушителни земетресения в София има още от 1450 година (казват, че тогава силно е пострадала черквата Св. София). През 1557 година друго, явно силно земетресение е разрушило църквата Св. Марина, която се е намирала в двора на Патриаршията – днес пл. "Св. Неделя". Споменават се и силни земетресения през 1503, 1553, 1704, 1759 и др. (Авдев, 2007).

"Цариградски вестник" пише: "... на 23 Април 1818 година се тресла земята, настъпил голям страх, много къщи и джамии попадали, жежки и студени води станали. Земетресенията се повтаряли чак до Св. Илия (20 юли), ... на 19 септември земята в София пак се тресна, и като се минало малко време, наред Баня Баши извряла жежка вода. Земетресението карало до Св. Георги (26 Май 1818). Съвременният анализ на това земетресение го определя като максимална епицентрална IX степен, и с магнитуд над 6,5.

Пак според същия вестник от 1 ноември 1858 година, цитиран от Сава Филаретов: "На 18 септември в четвъртък по пладне... в един миг се чу един гърмеж... като да пукнаха хиляди-хиляди топове. В същия тоя момент се потърси и разлюля земята така силно и страшно, що всякой в отчаяние се наиде и помисли че тука е веке "скончание мира". Град София се покрива от гъст тъмен облак, който се образува от порутените в града здания. След 2-3 минути съгледват, че от 24 джамии само 5 останали с минарета,... а от 7 църкви само в 2 може да се служи... На половин час на запад от града, на полето дето никога не е имало вода в този час се показва гореща вода да извира и скача нагоре и толкова много колкото да кара три камъка воденични... Планината Витоша на югозапад от София се е разпукнала на едно място до половин аршин и половин час надлъж между селата Бояна и Драгалевци и селяните уверяват, че кога се е затръсила земята от тая пукнатина да се е показал гъст дим и син пламък. ...из тая пукнатина ечи така страшно що селяните не смеят да се приближат до нея. В града няма джамия, църква, конак, казарма, баня, хан, къща да е останала без повреда: всичко се е разпукнало и разлюляло. Ако да не бе оптичеський обман, нам се показва че в тая минута (на земетресението) земята не се люлееше а скачаше: то се повдигаше примерно на един аршин нагоре, то падаше пак долу с неопикуема чвръстина и ужасна екот. В тоя ден земята се търси 27 пъти до 12 вечерта... на второто денонощие трусят се повтори до 15 пъти, на третото до 12

пъти и досега се повтаря по няколко пъти на ден, но се смали до 4 или 5 удара в денонощието...” Според съвременните научни представи, такова описание отговаря на IX-X степен интензитет и до 7,0 магнитуд.

Разрушително земетресение става в София и на 18 октомври 1917 година, около 20 часа и 58 минути местно време. То е предшествувано от съвсем слаб, усетен трус в 20 часа и 18 минути. В резултат – много комини са изпопадали, има разрушени калканни стени и напукани кубета. Най-силно са пострадали сградите по поречието на Перловска река. Земетресението е усетено като един силен вертикален трус продължил 2-4 секунди. Според съвременните скали, неговия интензитет се оценява на VII-VIII степен в епицентралната област, а магнитудът му е около 5,5-5,7 (Рангелов, Димитрова, 2010).

На 15 Ноември, 22.08 часа вечерта, 2008 година София усеща вертикален трус и гръм подобен на тътен. Последниците от земетресението с магнитуд 4,0 на 15 Ноември 2008, са няколко паднали комини, паднали късчета мазилки от стените на някои апартаменти – особено на по-високите етажи в южните квартали на София. Като цяло – V-VI степен в епицентралната област по 12 степенната Европейска макросейсмична скала (ЕМС). В последвалата афтершокова серия нищо особено – един трус с магнитуд 3,5 и интензивност III-IV степен в епицентралната област, един с магнитуд 2,5 и II-III степен (Рангелов, Димитрова, 2010).

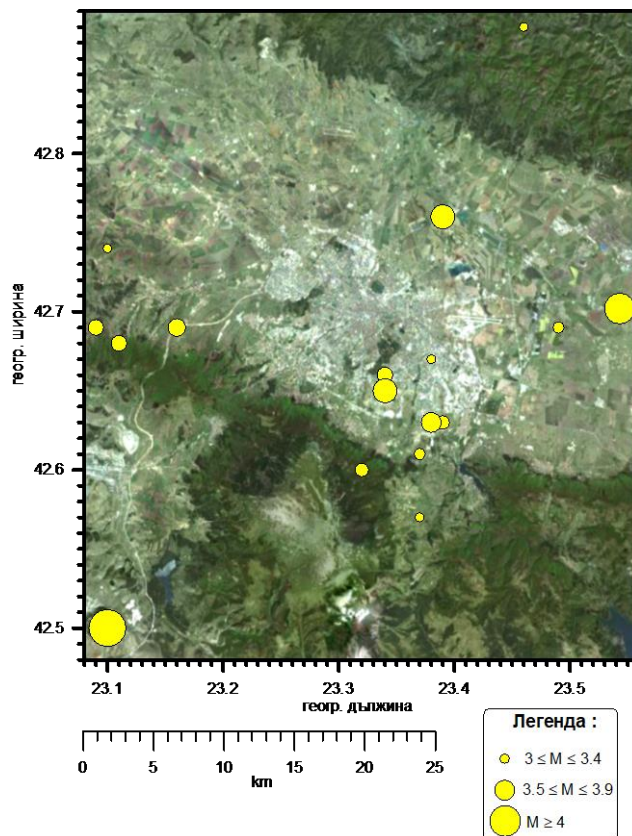
Настоящото изследване обхваща регион около град София очертан на фигури 1-2.



Фиг. 1. Изследван регион

Подобно изследване за град София е продиктувано от няколко фактора (Ranguelov, Toteva, 1998; Paskaleva et al., 2001; 2004):

- София е най-гъсто населения град в България;
- общественения интерес към дори слаби сеизмични събития е повишен;
- зачестилите земетресения напоследък предизвикват както научни, така и не дотам компетентни мнения и оценки;
- една обективна картина за сеизмичността през последните години може да е от полза както за управленците, така и за широката публика.



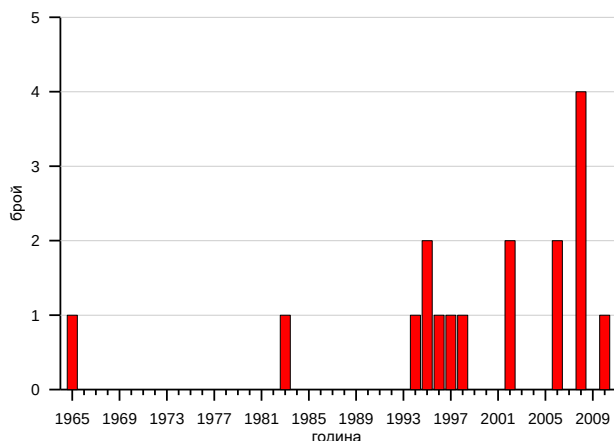
Фиг. 2. Епицентрална карта на фона на сателитно изображение

Данните за сеизмичността са взети от следните източници: USGS - <http://earthquake.usgs.gov>; EMSC-CSEM – <http://www.emsc-csem.org>; ISC – <http://www.isc.ac.uk>. Те покриват интервал от време от 1965 до 2010 година и са представени в таблица 1.

Таблица 1. Данни за земетресенията от 1965-2010 г. с магнитуд над 3

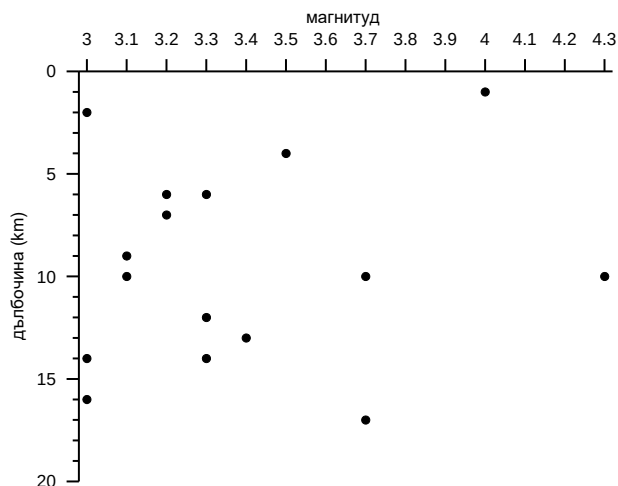
дата	час	геогр. ширина	геогр. дължина	дълбочина	магнитуд	агенция
28.1.1965	23:10:46	42,5	23,1	10	4,3	ISC
22.12.1983	14:56:46	42,76	23,39	17	3,7	USGS
15.7.1994	12:37:30	42,69	23,49	10	3,1	USGS
17.7.1995	11:13:01	42,69	23,16	13	3,4	ISC
14.12.1995	16:25:22	42,66	23,34	14	3,3	ISC
20.4.1996	19:56:51	42,702	23,543	1	4	ISC
13.8.1997	10:44:47	42,69	23,09	6	3,3	ISC
09.7.1998	04:20:38	42,74	23,1	-	3	ISC
12.6.2002	20:25:37	42,6	23,32	6	3,2	ISC
03.9.2002	19:49:27	42,68	23,11	12	3,3	ISC
17.3.2006	00:56:11	42,88	23,46	16	3	ISC
27.4.2006	12:38:14	42,57	23,37	2	3	ISC
03.7.2008	12:12:20	42,61	23,37	9	3,1	ISC
09.8.2008	03:25:44	42,67	23,38	14	3	ISC
15.11.2008	20:08:19	42,65	23,34	10	3,7	ISC
16.11.2008	05:03:04	42,63	23,39	7	3,2	ISC
10.9.2010	07:11:44	42,63	23,38	4	3,5	EMSC-CSEM

Построени са различни графики на разпределения на наблюдаваните сеизмични събития (фиг. 3-9).



Фиг. 3. Разпределение на броя на земетресенията с магнитуд над 3 по години за периода 1965-2010 г.

Направеното изследване показва неравномерно разпределение на броя на земетресенията по години. Наблюдава се относително затишие в периода 1965-1993 г. За периода 1994-2010 г. се отчита нарасване на активността. Годишната 2008 се откроява с максимум от другите години, с 4 земетресения.



Фиг. 4. Магнитудо-дълбочинно разпределение на земетресенията с магнитуд над 3

Дълбочинното разпределение е сравнително равномерно. Най-активният сеизмогенен слой е на дълбочина от 1 до 18 км. Няма пряка връзка между магнитуда на наблюдаваните земетресения и тяхната дълбочина. При средна дълбочина от около 10 км дълбочина се наблюдават земетресения както с магнитуд от 3,1 до 4,3.

Наблюдава се групиране на епицентри в периферията на югоизточните квартали на града (фиг. 5).

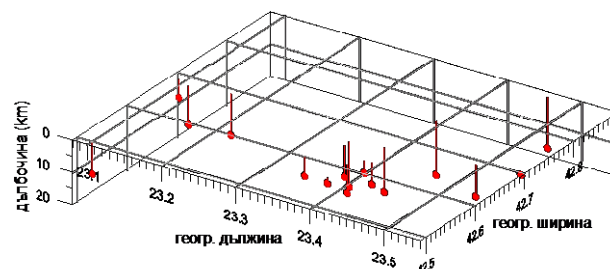
Наблюдава се и леко групиране в центъра на изследваната площ, с вариация на дълбочината, с вероятна причина – дълбочинен разлом. Другите земетресения са разсеяни случайно в пространството.

Не се наблюдава активизация на специфичен сеизмогенен слой по дълбочина във времето (фиг. 6). Целият

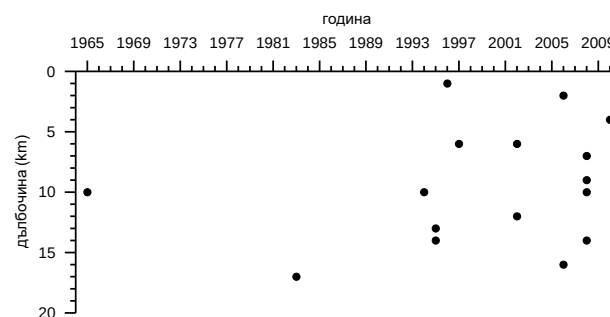
дълбочинен диапазон е активен, като активизацията започва от 1993 г. Преди това са наблюдавани само 2 земетресения – през 1965 и 1986 година.

Ясно се вижда че основният сеизмогенен дълбочинен интервал е между 6 и 10 км дълбочина, който генерира около 50% от земетресенията.

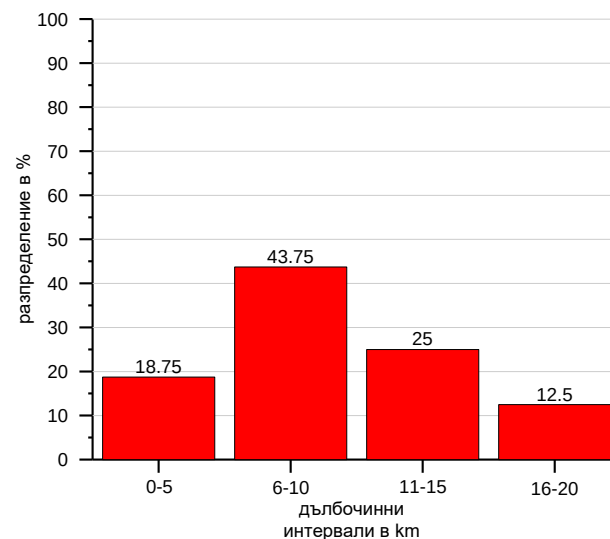
Изследването за сеизмична активност по месеци за целия времеви интервал е представено на фиг. 8. Разпределението е сравнително равномерно. Очертава се лека цикличност от неактивни месеци - февруари, май и октомври и сгрупвания между тях с максимум месец юли.



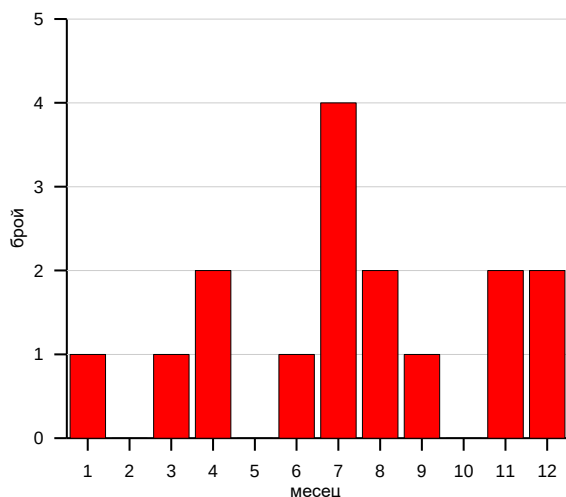
Фиг. 5. Пространствено разпределение на земетресенията с магнитуд над 3



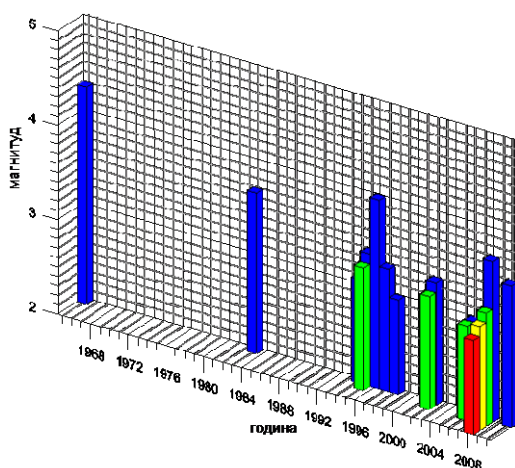
Фиг. 6. Дълбочинно разпределение за времеви интервал 1965-2010 г.



Фиг. 7. Дълбочинно-честотно разпределение на земетресенията с магнитуд над 3



Фиг. 8. Месечно разпределение на земетресенията с магнитуд над 3



Фиг. 9. Разпределение на магнитудите по години в интервала 1965-2010 г. Различният цвят показва различните земетресения станали през една и съща година

Разпределението е сравнително равномерно като не се наблюдава увеличение на максималния магнитуд.

Заклучение и изводи

Направеното изследване за сеизмичността на района на град София за период 1965-2010 година показва следните особености: относително затишие на софийската сеизмична зона до 1993 с последваща активизация през последните 7-8 години; изследваните земетресения са с магнитуд от 3 (условна долна граница) до 4,3 и са 15 на брой; основният сеизмогенен слой за тези сеизмични събития варира между 1 и 18-20 км; някои от земетръсните събития могат да се привържат към известни разломи, докато други са имали самостоятелна изява.

Подобни изследвания могат да бъдат полезни за държавната администрация, за научни цели, за широката публика и за целите на сеизмичното райониране на град София.

Литература

- Авдев, С. 2007. *Разрушителните исторически земетресения в София*. С., Бесике, 120 с.
- Рангелов, Б., С. Димитрова. 2010. Земетресенията в София. – *Минно дело и геология*, 9-10, 27-31.
- European-Mediterranean Seismological Centre, <http://www.emsc-csem.org>
- International Seismological Centre, <http://www.isc.ac.uk/>
- Paskaleva, I., B. Rangelov, N. Koleva. 2001. Assessment of the seismic displacements for the Sofia valley district. – *Proc. Final Conf. UNESCO WG, June 27-30, Sofia*, 110-117.
- Paskaleva, I., G. Panza, F. Vaccari, P. Ivanov. 2004. Deterministic Modelling for Microzonation of Sofia – an Expected Earthquake Scenario. – *Acta Geod. Geoph. Hung.*, 39, 2-3, 275-295.
- Rangelov, B. 1993. Seismic danger education strategy. – *Abstr. 8th Int. Symp. Earthquake Prognostics. Sept. 27-29, 1993, Tehran*, 18-19.
- Rangelov, B., T. Toteva. 1998. Recent seismicity observed around Sofia city. – *Proc. 3-rd UNESCO WG Meeting. Dec. 2-5, 1998, Sofia*, 7-9.
- United States Geological Survey, <http://earthquake.usgs.gov/>

ИНЖЕНЕРНОГЕОЛОЖКО РАЙОНИРАНЕ НА КВ. ЛИСЕЦ, ГРАД ГАБРОВО ПО УСЛОВИЯ НА СТРОИТЕЛСТВО

Стефчо Б. Стойнев, Антонио В. Лакъв

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; stoynev@mail.bg; tony_lakov@abv.bg

РЕЗЮМЕ. Строителството върху наклонени терени много често не е съобразено с общата им устойчивост. В резултат на това често в тези терени възникват свлачищни процеси, които засягат не само конкретния парцел, върху който се извършва строителството, но и значително по-големи територии и предизвикват нарушаване на устойчивостта на сградите, съоръженията и инфраструктурата на цели квартали. Разгледани са инженерногеоложките и хидрогеоложките условия в района на кв. „Лисец“, град Габрово. Строителството в този квартал е силно затруднено от многобройните свлачищни процеси, които са засегнали не малка част от територията му. Свлачищните процеси се активизират периодично, като причиняват деформации по сградите и съоръженията и разрушават инфраструктурата в квартала. Инженерногеоложките условия в квартала се усложняват допълнително от новото строителство, което не е съобразено със съвременното геодинамично състояние на терените и често е причина за нова активизация на свлачищни процеси, включително и разширяване на обхвата им. За да се съобрази проектирането и строителството в квартала със съвременните геодинамични условия на терените е направено инженерногеоложко райониране, като територията му е разделена на райони с различно геодинамично състояние. За всеки район са дадени конкретни препоръки за проектиране строителство. Те включват предварителна оценка на общата устойчивост на терените, необходимостта от укрепването им и препоръки за фундиране на сградите и съоръженията.

ENGINEERING GEOLOGICAL ZONING OF LISETS DISTRICT IN GABROVO TOWN (BULGARIA) ACCORDING THE CONDITIONS FOR CONSTRUCTION

Stefcho B. Stoynev, Antonio V. Lakov

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; stoynev@mail.bg; tony_lakov@abv.bg

ABSTRACT. The construction activities on slope terrains often are not consistent with their overall stability. That usually results in landslides that impact not only the construction plot but much bigger territories causing damages of buildings, other structures and the infrastructure of whole districts. In this regards the engineering geological and the hydrogeological conditions of Lisets district in Gabrovo town were studied where the construction activities are greatly hampered by landslides that affect its area. The landslides are periodically triggered causing deformations of the buildings, structures and the infrastructure of the district. The engineering geological conditions are additionally complicated by the construction works that do not consider the actual stability of the slopes that causes new activations and extension of their range. To comply the design and construction works with the actual stability conditions of the terrains the engineering geological zoning of the district was carried out and regions with different slope dynamics were identified. For each region the actual slope stability and the necessity of stabilization were estimated and recommendations for structures foundation were assigned.

Независимо, че съществува сравнително добра нормативна уредба относно изискванията за строителство върху наклонени терени (ЗУТ, Наредба № 12) все още посочените в тях изисквания не се спазват. Причините за това имат и обективен характер, тъй като при проектиране и строителство на инфраструктурата в населените места или на фамилни жилищни сгради е твърде скъпо да се изпълнят заложените изисквания – оценка на общата устойчивост на склоновете. За такава оценка понякога се изисква провеждането на значителен по обем и съдържание инженерногеоложки проучвания, чиято цена може да надхвърли тази за проектирането. Ето защо на този етап изискванията на нормативната уредба се спазват главно за терени и населени места при които има регистрирани свлачищни процеси – основно Черноморското крайбрежие и по-рядко в общини от вътрешността на страната, където такива случаи са по-

скоро изключение. Това е и причината строителството върху наклонени терени често да е съпроводено с нарушаване на устойчивостта им.

Един от възможните начини за решаване на тези проблеми е извършването на инженерногеоложко райониране на терените за строителство. За по-голямите агломерации, където има множество проучвания за различни видове строителство, инженерногеоложкото райониране може да се извърши с ограничен обем проучвателни работи. За да бъдат полезни за решаване на конкретните геодинамични условия на отделните квартали, инженерногеоложкото райониране е необходимо да бъде извършвано в по-едър мащаб – най-добре върху кадастралната основа на населеното място (в М 1:1000 – 1:2000). Досегашните инженерногеоложки районираня

най-често се правеха в М 1:5000 и са полезни най-вече за решаване на градоустройствени задачи.

За илюстрация на възможностите, които дава инженерногеоложкото райониране при оценка на факторите влияещи върху строителната дейност в наклонени терени и оценката на геодинамичните им състояния е направено райониране на квартал, кв. "Лисец" в град Габрово. Кварталът е разположен основно върху наклонени терени. Част от територията му е засегната от свлачищни процеси, които се намират в различно геодинамично състояние. Степента на развитие на свлачищните процеси е висока – освен основни хлъзгателни повърхнини в телата на свлачищните циркуси са формирани и развити свличания от по-висок порядък – вторични хлъзгателни повърхнини, които обхващат различни участъци от свлачищните участъци, както площно така и дълбочинно. Голяма част от вторичните свличания са свързани и със строителната дейност провеждана в квартала и инфраструктурното строителство. Всичко това определя геодинамичните условия в този район на града като сложни, със значителното влияние върху строителната и благоустройствената дейности.

Инженерногеоложкото райониране е извършено основно по архивни данни и допълнително проведена инженерногеоложка картировка на терените. Анализирани са резултатите от инженерногеоложките проучвания на свличащата кв. "Лисец" и многобройни проучвания за различни строителни площадки, както в кв. Лисец, така и на територията на гр. Габрово.

Град Габрово е разположен в южните покрайнини на Предбалкана, в подножието на северните склонове на Централна Стара планина. Това обуславя в по-голямата си част общия облик на терена, върху който е застроен града – полупланински ландшафт, с преобладаваща надморска височина между 350-550 m. По отношение на наклона, теренът е твърде разнообразен. Наблюдават се стръмни и полегати участъци, билни заравнености и речни тераси.

С направление юг-север, през централната част на града преминава р. Янтра. Тя се явява и основната дренаеща артерия в района. Към нея се спускат стръмни склонове разсечени от второстепенни притоци и оврази, най-големият от които е долината на река Паничарка. В по-голямата си част скатите завършват със заоблени била. В разглеждания район се включват всички от посочените релефни форми, а именно: речна тераса, полегат склон на речната долина, стръмен долинен склон, на места с почти вертикални скални откоси, заоблени била в горната част на склона.

Геоложкият разрез на терена в разглеждания район включва кредни, палеогенски и кватернерни седименти в които се поделят следните литостратиграфски единици:

Камчийска свита (kmK₁^{v,h}). Изгражда подложката в южната част на района. Литоложки е изградена от незакономерна алтернация на мергели и пясъчници. В

близост до повърхността, те са силно засегнати от изветрителните процеси. В зависимост от количеството и състава на циментиращото вещество, мергелните отложения притежават различни инженерно-геоложки свойства. Глинестите мергели са като преуплътнени глини и във вода се размекват и разпадат. Пясъчниците обикновено са дебелослойни с глинеста или варовита спойка.

Луковитска свита, (ltPg21-2). Среща се в северната половина на района, предмет на инженерно-геоложкото райониране. Литоложки свитата е изградена от ритмично редуване на пясъчници, мергели, алевролити и по-рядко аргилити. Мергелите и пясъчниците в приповърхностната си част са напукани, а на места и силно изветряли.

Кватернер (Q). Кватернерните отложения изграждат покривката в района и имат широко площно разпространение. Представени са от делувиялно-елувиялни глини и алувиални чакълесто-песъчливи и глинести отложения.

Алувиалните отложения се срещат в участъците с развити речни тераси по долината на р. Паничарка. Представени са повсеместно от грубо зърнести чакъли и валуни с песъчливо-глинест запълнител. В отделни участъци, чакълесто-песъчливият хоризонт е покрит от песъчливи глини с дебелина до 2-2.5 m. Общата мощност на алувиалните отложения рядко надвишава 5 m. Делувиялно-елувиялните отложения в района изграждат покривката по склоновете и билните заравнености. Представени са от прахови до прахово-песъчливи глини, на места с включения от ръбести скални късове. Имат твърде променлива дебелина – от 1-2 m до повече от 10 m. Обобщени характеристики на основните физико-механични свойства на инженерногеоложките разновидности изграждащи геоложкия разрез в квартала са дадени в таблица 1.

В хидрогеолошко отношение, районът се характеризира със слаба водообилност. Подземните води са основно безнапорни от инфилтрационен генетичен тип. Наличните литоложки разновидности са предпоставка за формиране на водоносни зони от порови и пукнатинни води.

Пукнатинните подземни води се формират в напуканите пясъчници, мергели и варовици от скалната подложка. Седиментите от скалната подложка са с ясно изразена хоризонтална слоистост по която са развити пукнатини. Подхранването на подземните води се извършва от инфилтрация на повърхностни води във високите билни части на склоновете. Поради това, че подземните води са формирани в зоната на регионалната напуканост режимът им е силно повлиян от атмосферните условия. Дренаването е в основата на долинните склонове, най-често чрез низходящи извори с дебит 0,5-1,0 l/s, които в сухи периоди пресъхват. Част от пукнатинните води се дренират и директно в кватернерните песъчливи отложения в основата на долинните склонове.

Таблица 1. Физикомеханични свойства на инженерногеоложките разновидности

Пласт №	Литолошко описание	Обемно тегло	Условно изчислително натоваване	Класификация по НППФ	Модул на обща деформация	Якост на срязване изчислителна			
		ρ_n g/cm ³	R_0 MPa	M_2 MPa	E_0 MPa	върхова		остатъчна	
						φ_n °	C_n kPa	$\varphi_{изч}$ °	$C_{изч}$ kPa
1	Алувиална пясъчлива глина	1,90	0,18	Б	10-	18	12	-	-
2	Алувиални чакъли с пясъчлив запълнител	2,10	0,30	А	25	35	-	-	-
3	Делувиално-елувиални пясъчливи глини	2,00	0,25	Б	15	18	30	16	20
4	Делувиално-елувиални прахови глини	1,95	0,23	Б	13-	14	40	13	25
5	Структурно нарушени глини от зоните на свличане	1,90	-	В	10	16	20	15	10
6	Мергели	2,50	0,50	А	-	-	-	-	-
7	Пясъчници	2,40	0,50	А	-	-	-	-	-

Порови подземни води се акумулират в делувиално-елувиалните глинести и глинесто-песъчливи отложения от склоновите участъци и и чакълесто-песъчливи седименти изграждащи речните тераси. Те се подхранват от инфилтрация на склонови води или от пукнатинните води в скалната подложка. Делувиално-елувиалните глинести отложения се характеризират с ниска степен на водообилност. Коефициентът на филтрация варира в границите 0.05-0.10 m/d. Поради сравнително малката дебелина на кватернерната покривка и наклона на долините склонове поровите подземни води са по-често с временен характер. Въпреки това те имат определящо влияние върху възникването и активизацията на свлачищните процес.

По химически състав, подземните води са предимно хидрокарбонатно-калциеви. Те не са агресивни спрямо плътен бетон с В/Ц 0.56-0.60 и марка за водонепропускливост В4 (БДС 9075/89 г), но проявяват средна до силна агресивност към въглеродна стомана за метални конструкции (БДС 15704/83 г).

Въз основа на конкретните инженерногеоложки и хидрогеоложки условия и съвременното геодинамично състояние на терените в трите квартала са поделени пет инженерногеоложки района:

• **Инженерногеоложки район 1 – речна тераса**

Този инженерногеоложки район включва речната тераса на река Паничарка и нейните притоци дерета. Релефът е равнинен, акумулативен. Геоложкият ѝ разрез включва два хоризонта – долен чакълесто пясъчлив и горен глинесто-песъчлив. Дебелината на алувиалните отложения достига до 5,0 m. Глинесто-песъчливият хоризонт е с по-малка дебелина (1,0-2,0 m). В него често се срещат чакълести включения. В отделни места от терасата на р.Паничарка, сред глинестите отложения се установяват прослойки от тини, които са неблагоприятна земна основа за фундаране. Чакълите са разнорънети, често с валуни и пясъчлив запълнител. Дебелината им средно е 2,0-3,0 m.

Докватернерната подложка е представена от седиментите на Камчийската и Луковитската свити и Варовиковата органогенна задруга.

Подземните води са акумулирани в алувиалните чакълесто-песъчливите отложения на река Паничарка. Те са в пряка хидравлична връзка с водните стоежи на реката. Водните нива залягат плитко до повърхността, в интервала 2-3 m.

От физико-геоложките явления и процеси, в този район опасност представляват участъците с плитко залягане на подземните води. Често в основата на долинения склон се наблюдават замочурявания. Няма опасност от развитие на свлачищни процеси. За заливната тераса на р. Паничарка и притоците ѝ съществува потенциална опасност от заливане при висока вълна на повърхностния отток и за всяка строителна площадка е необходимо да се оценява риска за щетите.

За нуждите на строителството, в този район е необходимо провеждане на инженерно-геолошко проучване, с цел изясняване конкретните инженерно-геоложки условия за фундаране на проектните сгради и съоръжения (носимоспособността на земната основа).

• **Инженерногеоложки район 2 – полегати склонове и билни заравнености**

Този район обхваща терените с наклон до 12° от склона на долината на р.Паничарка и притоците ѝ, както и билните заравнености на долинения склон. В района няма установена проява на свлачищни процеси. По геоморфоложки признак, този район може да се поделит на два подрайона: 2а (включва терени с наклон до 12°) и 2б (включва билните заравнености с наклон до 3°)

✓ **Инженерногеоложки район 2а – полегати склонове**

Този подрайон включва полегатите долини и планински склонове (наклон на терена от 3° до 12°). Релефът е слабо до средно разчленен. Геоложкият строеж на района е представен от глинеста кватернерна покривка лежаща върху основната скала от кредни и палеогенски седименти. Кватернерните делувиално-елувиални глини имат твърде променлива дебелина от 1-2 m до повече от 10 m. Преобладаващата дебелина е около 4-5 m, като на изолирани места глините образуват, т.н. делувиални

“джобове” с мощност до 8-10 и над 10 m. В тях се разделят две инженерногеоложки разновидности – прахови глини и прохово-песъчливи глини. Състоянието на глините се влияе съществено от климатичните условия, поради което, в зависимост от водообилността на сезона те могат да бъдат от меко до твърдопластична консистенция.

Направените стабилитетни анализи на терените в този подрайон показват, че $K_{уст}$ е над 1.20, т.е. притежава необходимата устойчивост за извършване на строителство. При проектирането в този подрайон е необходимо да се извърши инженерногеолошко проучване на конкретния терен за оценка на условията на фундиране на сградите и съоръженията, както и да се изследва локалната им устойчивост.

В този район е възможно извършване на всякакъв вид строителство след изясняване конкретните условия за фундиране и носимоспособността на земната основа. (конкретните инженерно-геоложките условия на строителната площадка). Проектиране и изпълнение на укрепителни съоръжения във връзка с вертикална планировка в района трябва да се извършва при доказана необходимост.

✓ Инженерногеоложки подрайон 2б – билни заравнености

Този подрайон обхваща билните заравнености на планинските склонове (наклон на терена до 3°).

Геоложкият строеж е представен от глинеста кватернерна покривка лежаща върху основната скала кредни и палеогенски седименти. Кватернерната покривка е представена от прахови и прохово-песъчливи глини. Дебелината им е променлива – от 1-2 m до около 4-5 m. Глините са в преобладаващо средна до твърдопластична консистенция. Преходът към отдолу лежащата скална подложка е постепенен, особено ако тя е мергелна.

В този инженерно-геоложки подрайон няма опасност от развитие на свлачищни процеси. При него проектирането трябва да се предшества от провеждане на инженерно-геолошко проучване на конкретната площадка, което да отговори на въпросите за условията на фундиране на проектите сгради и съоръжения от строителната площадка, а така също и за определяне устойчивостта на откосите от строителния изкоп.

• Инженерногеоложки район № 3 – стръмни долини и планински склонове

Районът обхваща склонови участъци с наклон над 12°. По-високият наклон създава предпоставки за възникване на свлачищни процеси, каквито се наблюдават в отделни участъци на квартала.

Геоложкият разрез е идентичен с този на инженерно-геоложки подрайон 2а, като само дебелината на кватернерната покривка е по-малка, а в някои участъци липсва.

Стабилитетните анализи на терените в този район показват, че стойностите на коефициента на устойчивост $K_{уст}$ най-често са в интервала от 1.00 до 1.20, което е показател, че склонът при естествени условия не притежава достатъчен запас от устойчивост за извършване на строителство. При проектиране в тези терени е необходимо да се провеждат конкретни инженерно-геоложки проучвания, с разчети за устойчивостта, както на конкретната строителна площадка, така и на склона като цяло. Резултатите от проучването ще дадат данни за конкретните условия на фундиране и извършване на самото строителство.

Проектите за вертикалната планировка, задължително трябва да определят степента на устойчивост на рисковите участъци и при недостатъчна устойчивост да се предвидят укрепителни съоръжения.

На извършваното строителство в този район трябва да се налагат някои ограничения и повишени изисквания към броя на подземните нива (не повече от едно подземно ниво), по възможност фундиране върху скална основа, водоплътност на ВиК – мрежата, прецизно изпълнение на хидроизолациите и обратните насипи около основите на сградите и съоръженията.

• Инженерногеоложки район 4 – укрепени и стабилизирани свлачища

Този район обхваща терени от склоновете участъци, които са засегнати от свлачищни процеси и са извършени проучвателни, проектни и строителни дейности по тяхното укрепване.

Геоложкият разрез в този инженерногеоложки район е сходен с този на райони 2 и 3. Основната разлика се състои в това, че част от литоложките разновидности са засегнати от свлачищните процеси и са променили съществено физикомеханичните свойства в резултат на настъпилото структурно разрушаване.

В този район се отнасят четири свлачищни циркуса – Свлачище №10.01, кв. “Лисец”, ул. Вапцаров, Свлачище №10.02, кв. “Лисец” над ул. “Здравна”, Свлачище №10.03, кв. “Лисец”, над ул. Топлеш“, Свлачище №10.04, кв. “Лисец”, ул. “Топлеш” №3.

Свлачищата са разположени в района на древно, условно стабилизирано свлачище, което е обхванало значителна част от квартала (левия склон на долината на река Паничарка). Свлачищата са формирани и развити в кватернерните делувиялно-елувиялни глинести отложения. Хлъзгателните повърхнини най-често минават по границата със скалната подложка. В зависимост от обхвата на свлачищния процес формата им е кръговоцилиндрична или линейно удължена. Причините за възникването и развитието на свлачищата са свързани основно с приовлажняване на кватернерните материали, които силно влошават якостните си свойства.



Фиг. 1. Инженерногеоложка карта

Преовлажняването на кватернерните материали е резултат както на естествени (инфилтрация на повърхностни води), така и на техногенни фактори (липса на канализационни мрежи, аварий вв водопроводната и канализационна системи, неправилно проведена вертикална планировка на терена). Освен тази основна причина, често в последните години активизацията на свлачищните процеси се дължат и на извършваното строителство в квартала – подкопаване на склона, неоразмерно допълнително натоварване от сгради и съоръжения. Свлачищата в този район са проучени, изяснена е тяхната геометрия, анализирани са причините за активизацията им, проектирани са укрепителни мероприятия и е извършено укрепването им. Взаимосмост от конкретните геодинамични условия свлачищата са укрепвани най-често с дренажни системи, вертикална планировка и подпорни стени. След изпълнение на укрепителните мероприятия свлачищните процеси са стабилизирани.

Строителството в този район е възможно след доказване ефективността на укрепителните съоръжения (чрез наблюдение на изградените контролно-измерителни системи за всяко от свлачищата) и то основно на инфраструктурни съоръжения. Възможно е и строителство на по-леки сгради, но след задължителна прогнозна оценка за влиянието им върху устойчивостта на свлачището.

- **Инженерногеоложки район 5 – периодично активни свлачища**

Този район обхваща терени от склоновите участъци, които са засегнати от свлачищни процеси и които проявяват периодична активизация.

Геоложкият разрез, инженерногеоложките и хидро-геоложки условия и причините за възникването и развитието на свлачищните процеси са идентични с тези на инженерногеоложки район 4. В този район се отнасят три свлачищни циркуса – Свлачище №10.05, кв. “Лисец” – западни покрайнини, Свлачище №10.06, кв. “Лисец”, ул. Дружба №24, Свлачище №10.07, кв. “Лисец” – северни покрайнини. Геодинамичното им състояние район е сложно и силно променливо. Наблюдава се периодична активизация на свлачищните процеси, които протичат с различна интензивност и продължителност. При основните

свлачищни циркуси деформацията са значително по-малки (наблюдава се пълзене на склона), но са практически постоянни. Свлачищата са проучени и има изготвени проектни решения за тяхното укрепване. Някои от предвидените укрепителни мероприятия са изпълнени, което е довело до ограничаване развитието и активизацията на вторични свлачищни процеси, без обаче да са стабилизирани основните свлачищни циркуси.

Този район е особено неблагоприятен за провеждането на строителните работи, което силно затруднява изграждането на инфраструктурата в тези квартали.

Инженерногеолошко райониране на кв. “Лисец” на град Габрово е извършено върху кадастрална картна основа в М 1:1000 и в електронния си вариант то може да бъде поставено, като специален слой върху кадастара на кварталите. Това ще позволи ефективно управление на градоустройствените решения на квартала от една страна и ще даде възможност даваните разрешения за строителството в тях да бъдат съобразени със съвременното геодинамично състояние на терените, така, че да не се допуска нарушаване на устойчивостта и възникване на нови или активизация на стари свлачищни процеси.

Инженерногеолошко райониране на кв. “Лисец” на град Габрово е извършено върху кадастрална картна основа в М 1:1000 и в електронния си вариант то може да бъде поставено, като специален слой върху кадастъра на кварталите. Това ще позволи ефективно управление на градоустройствените решения на квартала от една страна и ще даде възможност даваните разрешения за строителството в тях да бъдат съобразени със съвременното геодинамично състояние на терените, така, че да не се допуска нарушаване на устойчивостта и възникване на нови или активизация на стари свлачищни процеси

Литература

Инженерногеоложки доклад за обект: “Укрепване свлачище и възстановяване пътно платно на път I-8, София-Пловдив при км 102+700”, 2012 г. Фонд “Геотехника АБС” ООД.

ИДЕНТИФИКАЦИЯ НА МИГРАЦИОННИТЕ ПАРАМЕТРИ НА ПОРЕСТА СРЕДА ПО ДАННИ ОТ ТЕСТОВЕ С ИМПУЛСНО ПОСТЪПВАНЕ НА ИНДИКАТОРА

Николай Т. Стоянов

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; nts@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. Предложеният идентификационен метод се базира на автоматизирано сравняване на опитните данни със серия от теоретични криви. Протичащият в хода на опита процес се представя с аналитично решение на частното диференциално уравнение, описващо миграцията на замърсителите в условията на едномерна филтрация в хомогенна и изотропна пореста среда при наличие на импулсен източник на замърсяване. Серията от теоретични криви се получава чрез вариране на търсените параметри в определени граници. В програмната реализация на метода е включена оптимизационна процедура, използваща алгоритъма на Levenberg-Marquardt. Направени са тестове за оценка на идентификационната грешка и за шумоустойчивостта на решението. С разработената компютърна програма е възможно да се обработват данни от миграционни опити с импулсно постъпване на индикатора при различни опитни схеми – лабораторни опити в колони или водочерпателни опити. По този начин могат да бъдат определяни по-важните миграционни параметри на порестата среда: активна порестост n_0 , надлъжна дисперсивност α_L и коефициент на елиминиране γ .

ESTIMATION OF TRANSPORT PARAMETERS OF POROUS MEDIUM ACCORDING TO DATA DERIVED FROM TESTS PERFORMED WITH IMPULSE INPUT OF TRACER

Nikolay T. Stoyanov

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; nts@mgu.bg

ABSTRACT. The proposed identification method is based on an automated comparison between test data and a set of theoretical charts. The analytical solution of the partial differential equation describing the 1D movement of pollutants in a homogeneous isotropic porous medium in case an impulse source of pollution is present is used in order to describe the process, taking place during the test. The set of theoretical charts is acquired as a result of varying the hydraulic parameters within specific limits. An optimization procedure based on the Levenberg-Marquardt algorithm is included in the program realization of the proposed technique. Tests were performed for estimating the identification error. The obtained solutions are also tested for different noise levels. The developed computer program is making possible the interpretation of data derived from tests performed with impulse input of a tracer in case of different test schemes - laboratory column tests or pumping tests is present. In such a way it is possible to estimate the major transport parameters such as active porosity n_0 , longitudinal dispersivity α_L , and decay constant γ .

Въведение

Важен етап при проучване на условията за движението на замърсители във водоносните пластове е определянето на миграционните параметри на водовместващата среда. Тези параметри количествено детерминират забавянето на фронта на замърсяване спрямо действителната скорост на подземните води, както и спадането на концентрацията на замърсителите по посока на потока. Те участват като константи в диференциалните уравнения и аналитичните решения за описване и прогнозиране на миграционните процеси. Поради това тяхната идентификация е въпрос с приоритетно значение при изследване на проблемите, свързани със замърсяването на подземните води.

Основните миграционни параметри (активна порестост n_0 , сорбционна порестост n_s , надлъжна дисперсивност α_L , напречна дисперсивност α_T , коефициент на елиминиране γ и др.) се определят посредством лабораторни или полеви индикаторни опити (тестове). Тестовите се провеждат в условията на филтрационен поток като се прилагат

различни опитни схеми – опити в колони, водочерпателни опити, нагнетателни опити, дублетни опити, опити в естествен поток и др. Начинът на постъпване на индикатора във филтрационната колона или във водоносния пласт при различните схеми може да бъде непрекъснатов хода на експеримента или за краен времеви интервал (импулсно или пакетно).

В специализираната литература са описани голям брой идентификационни методи за анализ и интерпретиране на резултатите от индикаторни тестове. Тези методи използват аналитични, графоаналитични и числени решения на диференциалните уравнения на миграцията, получени при начални и гранични условия, съответстващи на различните опитни схеми. Съществуват два основни подхода за интерпретация на опитните данни. Първият подход включва използване на т.нар. "характерни точки" от функционални зависимости, апроксимиращи опитните данни (Fried, 1975; Пенчев, Великов, 1979; Гълъбов, 1983; Мироненко, Румынин, 1986; Huang, 1991; и др.). Вторият

подход се базира на сравняването на данните от опита със серия от теоретични криви посредством използването на еталонни криви или на различни математически алгоритми (Гълъбов, 1979; Гълъбов, Пенчев, 1986; Лукнер, Шестаков, 1986; Sauti и Kinzelbach, 1988; и др.).

В последните 10-15 години силно развитие имат идентификационните методи, основаващи се на автоматичното сравнение на опитните данни с теоретични зависимости при използване на оптимизационни техники. Този подход е ползван и в метода за определяне на миграционните параметри по данни от опити в колони с непрекъснато постъпване на индикатора (Стоянов, 2006). Програмната му реализация използва една от най-добрите оптимизационни процедури – алгоритъма на Levenberg-Marquardt (Marquardt, 1961).

Предлаганият по-долу идентификационен метод разширява възможностите за анализ и интерпретация на данните от лабораторните и полеви индикаторни тестове. С него могат да се обработват данни от тестове с импулсно постъпване на индикатора при различни опитни схеми – лабораторни опити в колони или водочерпателни опити. Разработената компютърна програма включва аналитично решение на уравнението на едномерен пренос на вещество в пореста среда при импулсен източник на замърсяване, както и алгоритъма на Levenberg-Marquardt.

Общ модел на основните опитни схеми

Теоретично, при индикаторни тестове с импулсен източник миграцията на изследвания замърсител е тримерен процес. Някои от използваните в хидрогеоложката практика опитни схеми, обаче, предпоставят отчетливите в хода на експеримента промени на филтрационното и концентрационното поле да са функция само на една пространствена координата и времето. Следователно, с достатъчна точност може да приемем, че генерираният при тези условия миграционен процес е едномерен. Подобна картина се наблюдава при експерименталната реализация на следните опитни схеми:

- ✓ лабораторни опити в колони;
- ✓ водочерпателни опити.

Подробна информация, относно необходимото оборудване и технологията за тяхното провеждане, може да бъде намерена в голям брой научни публикации (Веригин, 1977; Бочев и др., 1979; Пенчев, Великов, 1979; Гълъбов, Пенчев, 1986; Стоянов, 2006; и др.).

Общият модел за провеждане на индикаторните тестове с импулсен източник при тези опитни схеми има следната концептуална основа:

- ✓ филтрационната среда е порест тип, хомогенна и изотропна;
- ✓ филтрационното поле е стабилизирано и едномерно;
- ✓ скоростта на филтрация v е постоянна величина (от 0.1 до 1.0 m/d);
- ✓ фоновата концентрация на индикатора c_b в течната фаза е постоянна величина;
- ✓ индикаторът постъпва импулсно, като за много кратък период определено количество от него с маса ΔM се инжектира на входа на филтрационната колона при

лабораторните опити или в пусковия кладенец при водочерпателните опити;

- ✓ концентрационното поле е стабилизирано и едномерно, респ. концентрацията на индикатора с се описва с функцията $c = f(x, t)$;
- ✓ в хода на опита се следи изменението на концентрацията на индикатора с (t) на изхода на филтрационната колона при лабораторните опити или в наблюдателния (черпателния) кладенец при водочерпателните опити.

Математически модел на миграцията при импулсен източник

Миграцията на замърсител (индикатор) в условията на едномерна филтрация в хомогенна и изотропна пореста среда и с отчитане на процесите на конвективен пренос, обратимо елиминиране (сорбция), хидродисперсия (разсейване) и необратимо елиминиране (утаяване, радио-активно и хидролитично разпадане) се описва с частното диференциално уравнение във вида (Kinzelbach, 1986; и др.):

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{D_L}{R_f} \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} - \frac{u_p}{R_f} \frac{\partial c}{\partial x} - \gamma c \quad (1)$$

където: c – концентрация на замърсителя (индикатора) в течната фаза, ML^{-3} ; u_p – действителна скорост на индикатора, LT^{-1} ; D_L – надлъжна хидродисперсия, L^2T^{-1} ; R_f – забавящ фактор, без дименсия; γ – коефициент на елиминиране, T^{-1} ; x – пространствена координата, L ; t – време, T .

Конвективният пренос и сорбцията на замърсителя се отчитат количествено посредством скоростта на филтрационния поток v и миграционните параметри активна порестост n_0 , сорбционна порестост n_s и забавящия фактор R_f , между които съществува зависимостта:

$$n_s = n_0 R_f \quad (2)$$

Действителната скорост на мигриращите със скоростта на филтрационния поток несорбируеми и *силно подвижни замърсители* е

$$u_p = \frac{v}{n_0} \quad (3)$$

а на задържащите се от твърдата фаза сорбируеми и *слабо подвижни замърсители* е

$$u_p = \frac{v}{n_s} \quad (4)$$

където: v – скорост на филтрация (по Darcy), LT^{-1} ; n_0 – активна порестост, без дименсия; n_s – сорбционна порестост, без дименсия.

Процесът на хидродисперсия като цяло (механична дисперсия и молекулярна дифузия) води до увеличаване

на зоната на разпространение на замърсителите. При едномерен поток „разсейването“ на замърсители се характеризира посредством коефициента на надлъжна хидродисперсия D_L :

$$D_L = D_M + \alpha_L u_p \quad (5)$$

където: D_M – коефициент на молекулярна дифузия, L^2T^{-1} ; α_L – надлъжна дисперсивност, L .

Стойностите на коефициента на молекулярна дифузия D_M обикновено са от порядъка на $10^{-4} \text{ m}^2/\text{d}$, а тези на надлъжната дисперсивност α_L варират най-често в диапазона от 10^{-1} до 10^3 m . Скоростта на филтрация във водоносния пласт е от порядъка на $0.1\text{--}10 \text{ m/d}$, т.е. произведението $\alpha_L u_p$ може да варира в граници от 10^{-3} до $10^4 \text{ m}^2/\text{d}$, което е поне десетократно повече от стойността за D_M . Следователно, процесът на механична дисперсия е с много по-голямо значение за разсейването на замърсителя, сравнен с процеса на молекулярна дифузия. Поради това се приема, че

$$D_L = \alpha_L u_p \quad (6)$$

Необратимото елиминирание води до намаляване на концентрацията на замърсителя (индикатора) във времето без да ограничава разпространението му по посока на потока. Кинетиката на този процес се характеризира с коефициента на елиминирание γ . В случай на радиоактивно или хидролитично разпадане този параметър е свързан с периода на полуразпад $\tau_{1/2}$:

$$\gamma = \ln(2) / \tau_{1/2} \quad (7)$$

Определянето на γ за процеси на разпадане и необратимо утаяване, извън посочените групи, се извършва на базата на миграционни опити.

След известно преобразуване уравнение (1) може да се запише във вида:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{\alpha_L v}{n_S} \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} - \frac{v}{n_S} \frac{\partial c}{\partial x} - \gamma c \quad (8)$$

Уравнение (8) описва миграцията на замърсител (индикатор) в условията на едномерна филтрация в хомогенна и изотропна пореста среда при отчитане на конвективния пренос, сорбцията, механичната дисперсия и необратимото елиминирание.

В специализираната литература са публикувани различни аналитични решения на уравнение (1) и (8), които са получени при различни начални и гранични условия. Най-общото от тях е изведено за произволно изменение на концентрацията в точката на постъпване на замърсителя (Гълъбов, 1979). Други решения са изведени за източник с постоянна концентрация при непрекъснато, пакетно или импулсно постъпване на замърсители (Hunt, 1978; Бочевер и др., 1979; Bear, 1979; Freeze, Cherry, 1979; Kinzelbach, 1986; Гълъбов, Пенчев, 1986; Sauti, Kinzelbach, 1988; Стоянов 2006; и др.).

Представеното в различни публикации аналитично решение на уравнение (1) (Hunt, 1978; Kinzelbach, 1986; и др.) отговаря на концептуалната схема на описания по-горе общ модел за изпълнение на индикаторни тестове с импулсен източник. След незначителни преобразувания, съобразени с вече направените в уравнение (8), решение на това уравнение приема вида:

$$c(t) = \frac{\Delta M}{2Fn_S \sqrt{\frac{\pi \alpha_L v t}{n_S}}} \exp \left(- \frac{\left(x - \frac{vt}{n_S} \right)^2}{\frac{4 \alpha_L v t}{n_S}} \right) \exp(-\gamma t) \quad (9)$$

където: $c(t)$ – концентрация на индикатора на изхода на колоната или в наблюдателния кладенец в момент t от началото на опита, ML^{-3} ; ΔM – маса на постъпилия замърсител, M ; F – площ на сечението, през което мигрират замърсителите, L^2 ; x – дължина на колоната или разстояние между пусковия и наблюдателния кладенец, L .

Предлаганият идентификационен метод за обработка и интерпретация на резултатите от тестове с импулсно постъпване на индикатора се базира на напълно автоматизирано сравняване на опитните данни със серия от теоретични криви, всяка от които се описва с уравнение (9). Множеството теоретични криви се получават чрез вариране на търсените параметри n_0 , n_S , α_L и γ , които присъстват като константи в същото уравнение.

Автоматичното сравнение на опитните данни с теоретичните криви се извършва посредством оптимизационна процедура, включваща алгоритъма на Levenberg-Marquardt. Тази процедура е подробно описана в литературата (Marquardt, 1961; Brown и Dennis, 1972; Стоянов, 2004; и много други).

Реализация на метода в програма TT1DMI

Предлаганият идентификационен метод е реализиран в програмният код на програма TT1DMI, която е разработена на езика C++ за операционна система WINDOWS. Програмата включва четири основни модула.

Модул за въвеждане на входните данни

Модулът позволява бързо и лесно въвеждане, редактиране и подготовка на всички числени данни. Входните данни включват:

- ✓ дължина на колоната (или разстояние между пусковия и наблюдателния кладенец) x , m ;
- ✓ скорост на филтрация v , m/d ;
- ✓ фонова концентрация c_b , g/l ;
- ✓ относителна маса на замърсителя $\Delta M/2F$, g/m^2 ;
- ✓ текстов файл с данни за концентрацията на изхода на колоната или в наблюдателния кладенец $c_i = f(t_i)$ в g/l , където t_i е времето в min от началото на опита до i -тото измерване.

Забележка: Относителната маса на замърсителя представлява отношението между масата на постъпилия замърсител (индикатор) ΔM и удвоената площ на сечението, през което той преминава $2F$.

Входната информация за x , v , c_b и $\Delta M/2F$ се въвежда в диалогов режим. Измерените на изхода на колоната или в наблюдателния кладенец стойности на концентрацията c_i в моменти t_i се въвежда от предварително създаден външен файл с разширение *.xls. Допълнително като входни данни се задават начални стойности на търсените параметри (n_s , α_L и γ) и възможните граници на тяхното изменение. При обработването на данни от опити с индикатори, които не се разпадат или утаяват, идентификацията се изпълнява след изключване на параметъра γ .

Модул за минимизация

Този модул търси минимума в разликите между опитните данни и теоретичните криви при различни стойности на миграционните параметри, като използва алгоритъма на Levenberg-Marquardt. Програмата позволява визуално да се следи степента на несъответствието между измерените стойности и теоретичните криви. Установените разлики се редуцират чрез вариране на границите на изменение на търсените параметри.

Модул за моделиране на миграцията

Модулът изчислява теоретичните стойности на концентрациите на изхода на колоната или в наблюдателния кладенец c_i по предварително зададени стойности на търсените параметри. Изчисленията се правят посредством аналитичното решение, представено по-горе с уравнение (9).

Модул за извеждане на крайните резултати

Този модул прави запис на крайните резултати в два външни текстови файла. В първия изходен файл с разширение *.res се записват получените стойности за търсените миграционни параметри, а във втория, имащ разширение *.aut, са записани данните от реалните измервания и тези от апроксимиращата ги теоретична крива. За визуализацията на резултатите може да се ползват някои от стандартните програми за графична обработка на 2D данни – напр. GRAPHER – Version 7.0 на Golden Software.Inc.

Компютърна програма TT1DMI работи в графична среда под управление на операционна система WINDOWS, където става визуализацията на междинните и окончателните резултати във вид на графики и таблици.

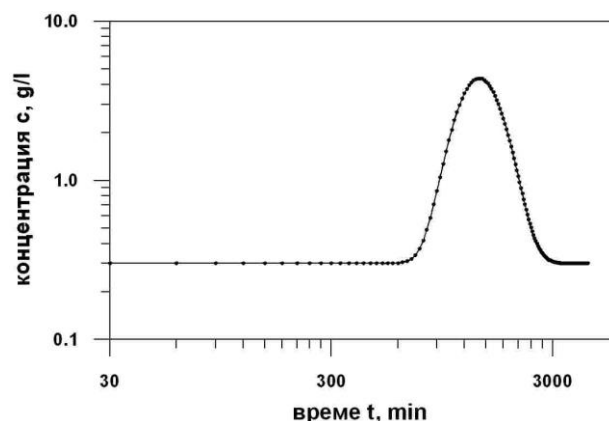
Тестване на програмата

Програма TT1DMI е тествана по отношение на:

- ✓ грешката при идентификацията на миграционните параметри от теоретични криви, определени при предварително задаване на техните стойности;
- ✓ шумоустойчивостта на решението.

Първата проверка е направена като по предварително зададени стойности на миграционните параметри са изчислени стойностите на концентрацията на индикатора в изходния пункт (в наблюдателния кладенец) c_i в определени моменти t_i . При изчисленията се приема, че разстоянието между пусковия и наблюдателния кладенец е $x = 10$ m, скоростта на филтрация е $v = 1$ m/d, фоновата концентрация е $c_b = 0.3$ g/l, масата на постъпилния индикатор е $\Delta M = 25$ g, а напречното сечение е $F = 10$ m.

След това е направена идентификация на миграционните параметри като получената зависимост $c_i = f(t_i)$ е обработена с програма TT1DMI. Изчислените концентрации на индикатора в наблюдателния кладенец c_i са представени с точки на фиг.1. На същата фигура с пълтна линия е дадена и получената с програма TT1DMI идентификационна крива.



Фиг. 1. Тестов пример без зашумяване

Предварително зададените стойности на миграционните параметри и резултатите от извършената с програмата идентификационна процедура са представени в табл.2.

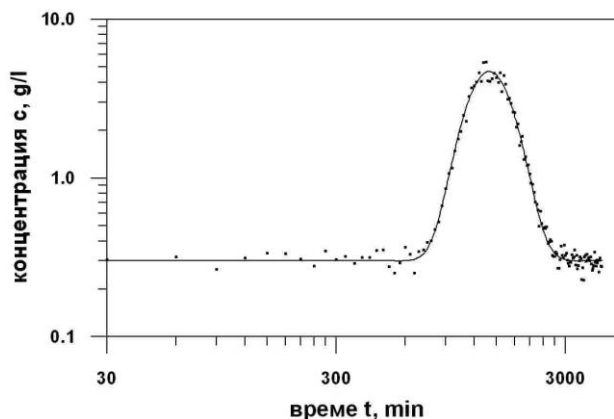
Таблица 1. Резултати от идентификационната процедура

Миграционен параметър	n_s	α_L	γ	$\Delta M/2F$
	-	m	d ⁻¹	g/m ²
Предварително зададена стойност	0.1	0.25	0.1	1.125
Идентифицирана с TT1DMI стойност	0.0998	0.2497	0.0979	1.159
Идентификационна грешка, %	0.2	0.1	2.1	3.0

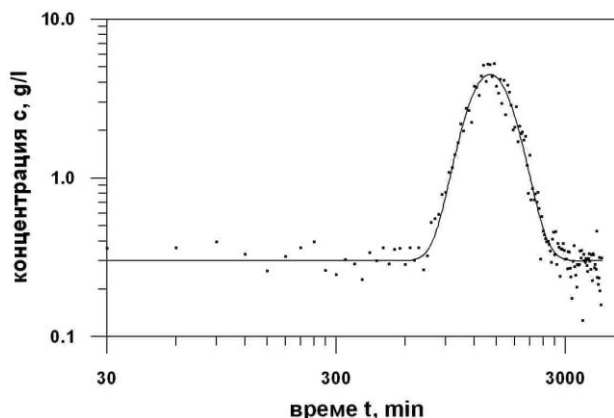
Резултатите от първата проверка показват, че идентифицираните с програма TT1DMI стойности са твърде близки (с вариации до 2-3%) или напълно съвпадат със предварително приетите стойности на търсените параметри. Това доказва достоверността на решението до степен близка на точността на използваното в съответната програма аналитично решение.

Втората проверка има за цел да се установи шумоустойчивостта на полученото решение. Тя е направена като допълнително към теоретично определените стойности на концентрацията на индикатора на изхода на колоната c_i е добавен случаен, нормално разпределен шум с отклонения от тези стойности с 1, 2.5, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45 и 50 %. Добавянето на шума има за цел да моделира евентуални експериментални грешки, които могат да се получат в хода на миграционния опит. По този начин теоретичните стойности в тестовите примери ще се доближават максимално до реално измерваните в лабораторни условия концентрации. След зашумяването всяка от получените зависимости $c_i = f(t_i)$ е обработена с програма TT1DMI.

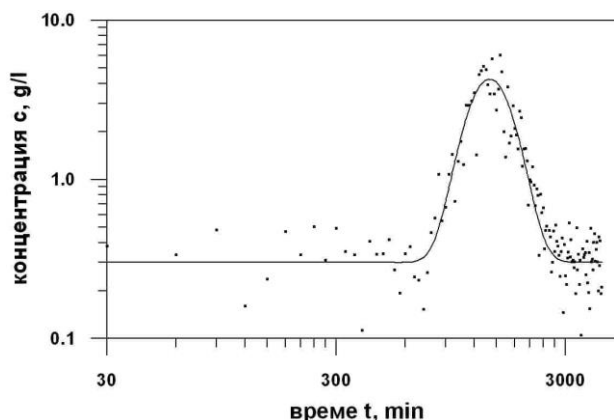
За илюстрация на решенията на фиг. 3 и 4 са представени с плътна линия получените идентификационни криви при зашумяване на теоретичните стойности с 10% и 30%. На същата фигура зашумените стойности на функцията $c_i = f(t_i)$ са представени с точки.



Фиг. 2. Тестов пример с 10% шум

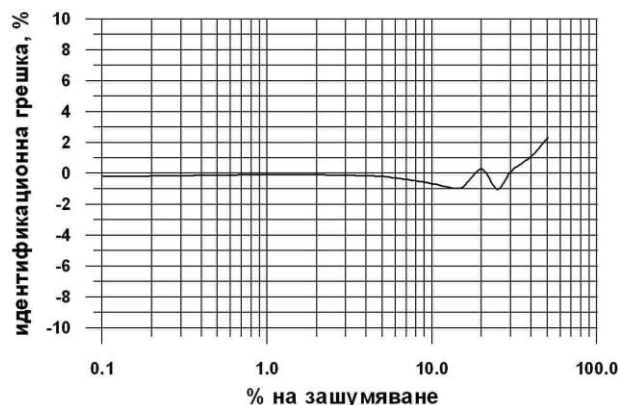


Фиг. 3. Тестов пример с 20% шум

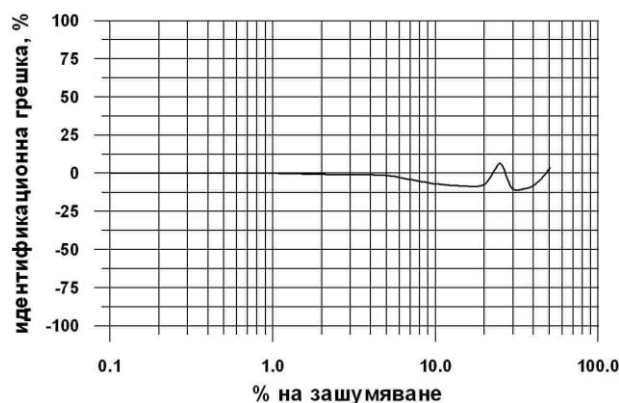


Фиг. 4. Тестов пример с 30% шум

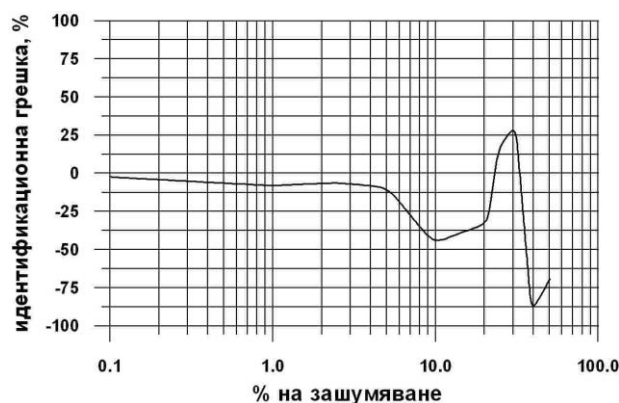
Изчислените с програмата стойности при различна степен на зашумяване са сравнени с получените при нулев шум стойности. На фиг. 5, 6 и 7 е представена връзката между % на грешката при идентифициране на параметрите и % на зашумяване на данните.



Фиг. 5. Идентификационна грешка при определяне на сорбционната порестост n_s



Фиг. 6. Идентификационна грешка при определяне на надлъжната дисперсивност α_L



Фиг. 7. Идентификационна грешка при определяне на коефициента на елиминиране γ

Анализът на резултатите от направеното изследване за шумоустойчивост дава основание да се направят следните обобщения и изводи:

- ✓ Стойностите на сорбционната порестост n_s (респ. на активната порестост n_0) се идентифицират изключително точно. Получените решения практически не се влияят от шума във входните данни. Идентификационната грешка не надхвърля 2-3% дори при стойност на шума 45-50% (вж. фиг. 5).
- ✓ Малко по-неустойчиво е решението за надлъжната дисперсивност α_L . При стойности на шума от 10-15% до 50% грешката достига до 10-12%, без да надхвърля тези стойности (фиг. 6).
- ✓ Най-чувствителен е коефициентът на елиминиране γ . Дори при 7-8% шум грешката при неговото

определяне е над 25%, а при шум 40% тя е вече съвсем близо до 90% (фиг. 7).

С предложената програма TT1DMI достатъчно точно могат да се интерпретират индикаторни тестове с импулсен източник, ако грешките в опитните данни не надхвърлят 10-15%. Поради това нейното използване е необходимо да се предшества от много добро планиране и изпълнение на опитната схема, от прецизен анализ на допуснатите в хода на експеримента неточности и грешки и от внимателен подбор на опитните резултати.

Заклучение

От представените тестове и проверки за устойчивост на решението се вижда, че методът, използващ алгоритъма на Levenberg-Marquardt и разработената компютърна програма TT1DMI могат успешно да се използват за идентифициране на миграционните параметри на пореста среда по данни от лабораторни опити в колони и водочерпателни опити при импулсно подаване на индикатор с постоянна концентрация. Основни предимства на метода са в цялостната автоматизирана обработка на данните и в нагледната визуализация на полученото крайно решение.

Литература

Бочев, Ф. М., Н. Н. Лапшин, А. Е. Орадовская. 1979. *Защита подземных вод от загрязнения*. М., Недра, 254 с.

Веригин, Н. Н. (ред.). 1977. *Гидродинамические и физико-химические свойства горных пород*. М., Недра, 272 с.

Гълъбов, М. М. 1979. Динамика загрязнителей в водоносном пласте при переменной интенсивности загрязнения на границе. – In: *Wissensch. Konf. Simul. Migration im Grundwasser*, Dresden, 94-100.

Гълъбов, М. М. 1983. *Динамика на подземните води*. С., Техника, 372 с.

Гълъбов, М. М., П. П. Пенчев. 1984. К методике определения гидрогеологических параметров массопереноса в водоносных пластах. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 3, 221-230.

Гълъбов, М. М., П. П. Пенчев. 1986. *Решаване на приложни гидрогеоложки задачи с помощта на ЕИМ*. С., Техника, 374 с.

Лукнер, Л., В. Шестаков. 1986. *Моделирование миграции подземных вод*. М., Недра, 208 с.

Мироненко, В., В. Румынин. 1986. *Опытно-миграционные работы в водоносных пластах*. М., Недра, 240 с.

Пенчев, П., Б. Великов. 1979. Методически особености на лабораторните определения на някои основни физикохимични и хидродинамични параметри на замърсителите в подземните води. – *Хидротехника и мелиорация*, 10, 22-24.

Стоянов, Н. 2003. *Оценка и прогнозиране на замърсяването на подземните води от депа за твърди битови отпадъци*. Дисертация, С., МГУ "Св. Иван Рилски", 215 с.

Стоянов, Н. 2004. Определяне на хидродинамичните параметри на водоносния пласт по данни от водочерпателни опити с променлив дебит. – *Год. МГУ "Св. Иван Рилски"*, 47, Св. I, Геол. геоф., 213-218.

Стоянов, Н. 2005. Определяне на хидродинамичните параметри на еднородни водоносни пластове по данни от водочерпателни опити с постоянен дебит – *БУЛАКВА*, 1, 31-39.

Стоянов, Н. 2006. Идентификация на миграционните параметри на порестата среда по данни от лабораторни опити в колони – *БУЛАКВА*, 1, 36-41.

Bear, J. 1979. *Hydraulics of Groundwater*. McGraw-Hill, New York.

Brown, K. M., J. E. Dennis. 1972. Derivative free analogues of the Levenberg-Marquardt and Gauss algorithms for nonlinear least squares approximations. – *Numerische Mathematik*, 18, 289-297.

Freeze, R. A., J. A. Cherry. 1979. *Groundwater*. Printice-Hall, New York, 604 p.

Fried, J. J. 1975. *Groundwater Pollution*. Elsevier, New York, 330 p.

Huang, H. 1991. On a one-dimensional tracer model. – *Ground Water*, 29, 1, 18-20.

Kinzelbach, W. 1986. *Groundwater Modelling. An Introduction an Sample Programs in BASIC*. Elsevier, 333 p.

Marquardt, D. W. 1961. An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. – *J. Soc. Ind. Appl. Math.*, 2, 431-441.

Sauty, J.-P., W. Kinzelbach. 1988. On the identification of the parameters of groundwater mass transport. – In: *Groundwater Flow and Quality Modelling*, NATO ASI Series, Series C, 224, 33-56.

МОДЕЛНИ ИЗСЛЕДВАНИЯ НА РИСКА ОТ ЗАМЪРСЯВАНЕ НА ГЕОЛОЖКАТА ОСНОВА И ПОДЗЕМНИТЕ ВОДИ ОТ ПРОЕКТИРАНОТО НАЦИОНАЛНО ХРАНИЛИЩЕ ЗА РАДИОАКТИВНИ ОТПАДЪЦИ КРАЙ АЕЦ "КОЗЛОДУЙ"

Николай Т. Стоянов

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; nts@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. Детерминирани са пространствените граници и количествените характеристики на основните компоненти от потенциалната среда за миграция на замърсителите в района на проектираното национално хранилище за радиоактивни отпадъци край АЕЦ "Козлодуй". Дефинирани са представителните за изследването „ключови“ радионуклиди от състава на подлежащите за депониране отпадъци. Разработен е числов 2D модел за прогнозиране на възможната миграция през инженерните бариери и зоната на аерация. Посредством различни варианти на модела е направена дългосрочна прогноза за поведението на изотопите ^{137}Cs , ^{90}Sr , ^{63}Ni , ^{94}Nb , ^{239}Pu , ^{241}Am , ^{129}I и ^{14}C , като са определени границите и степента на замърсяване на геоложката основа, транзитното време и активността на съответния изотоп при евентуалното му достигане до нивото на подземните води. Съставен е и числов 3D модел, с който е прогнозирано пространственото разпространение на мигриралите във водонаситената зона радионуклиди, времето за достигане и активностите им в най-близкия повърхностен приемник на замърсители. В числовите модели е използвана схемата на конвективно-дифузионен пренос на вещество с отчитане на съпътстващите процеси сорбция, дисперсия, радиоактивен разпад и смесване.

MODEL STUDIES ESTIMATING THE RISK OF A POSSIBLE POLLUTION IN THE GEOLOGICAL BASIS AND GROUNDWATER CAUSED BY THE DESIGNED NATIONAL DISPOSAL FACILITY FOR STORAGE OF RADIOACTIVE WASTE IN THE AREA OF NPS "KOZLODUI"

Nikolay T. Stoyanov

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; nts@mgu.bg

ABSTRACT. The spatial boundaries and the quantitative characteristics of the basic components of the potential pollutant transport media are determined for the area of the designed national disposal facility for storage of radioactive waste near NPS "Kozlodui". From the radionuclides that will be disposed are defined those that are regarded as key factor in the performed study. A numerical 2D model is developed in order to prognosticate a possible migration through the engineered barriers and the unsaturated zone. Applying different variants of the model, a long-term prognosis for the behavior of the isotopes of ^{137}Cs , ^{90}Sr , ^{63}Ni , ^{94}Nb , ^{239}Pu , ^{241}Am , ^{129}I , and ^{14}C is performed. The boundaries and the degree of pollution of the geological basis are determined, as well as the transit time and the activity of each peculiar in the case it eventually reaches the groundwater level. A numerical 3D model is also developed and is applied for prognostication of the spatial distribution of the migrated into the water-saturated zone radionuclides, their arrival time and activity in the closest surface recipient of pollutants. In the numerical models is applied the scheme of convection-diffusion mass transport, taking into consideration the concomitant processes of sorption, dispersion, radioactive decay, and mixing.

Въведение

Бъдещото на ядрената енергетика у нас е все по-тясно свързано с проблема за безопасното съхранение на отпадъчните продукти. През последните две десетилетия в тази посока са работили много организации и фирми. Основните изследвания са насочени към намирането на подходяща площадка за изграждане на Национално хранилище за радиоактивни отпадъци (НХРАО). Резултатите от тези проучвания показват, че природните дадености в района на АЕЦ "Козлодуй" са доста благоприятни за такъв тип обекти (Гълъбов и др., 1992, 2003; Карастанев и др., 2007; Стоянов, 2009; Стойнев и др., 2009; и други).

Главна цел на моделните изследвания е да се направи количествена оценка на възможностите за миграция на радионуклиди от проектираното НХРАО през инженерните бариери и геоложката основа и да се оцени риска от замърсяване на подпочвеното пространство, подземните води и близкоразположените реки и канали.

Моделите са разработени след анализ на резултатите от досегашните изследвания в района (геоложки, сондажни, хидрогеоложки, инженерногеоложки, геофизични и др.), извършени от ГИ на БАН, МГУ "Св. Иван Рилски", други фирми и предприятия. Използвани са технологични схеми от идейния проект за хранилище за ниско- и средно активни радиоактивни отпадъци (FAR, Europeaid/122568/D/SV/BG, 2008).

Обща информация за изследвания обект

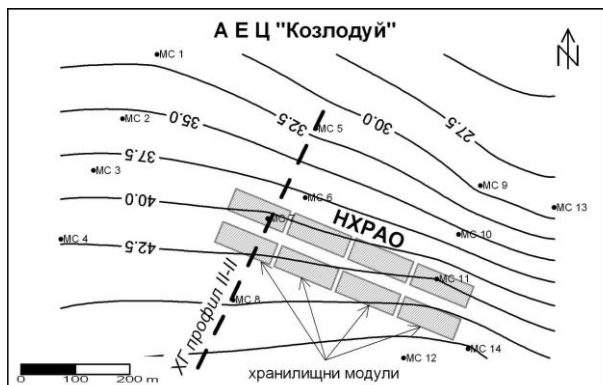
Площадката с потенциал за изграждане на НХРАО се намира в непосредствена близост до АЕЦ "Козлодуй", на стръмен склон между старото и новото шосе от с. Хърлец за гр. Козлодуй. Тя е в охраняваната зона на Централата.



Фиг. 1. Местоположение на площадката

Концептуална схема на ХРАО. Инженерни бариери

Предвижда се хранилището да бъде "траншеен" тип с 8 хранилищни модула, чието разположение е представено на фиг. 2. Техническите параметри и технологията за неговото изграждане са подробно описани в проекта на Worley Parsons и Risk Engineering Ltd (2008).



Фиг. 2. Хидродинамична карта в района на хранилищните модули



Фиг. 3. Вертикален разрез на хранилищните модули

Траншейният тип хранилища реализират идеята за дълбоко ешелонирана многобариерна защита, включваща следните инженерни бариери:

- първа бариера – стоманобетонен контейнер (СтБК) и циментовата матрица, в която е включен РАО;

- втора бариера – стени на хранилищните секции и запълващия материал около СтБК;
- трета бариера – външна циментопочвена обвивка и многослойна защитна покривка (насип);
- четвърта бариера – подложен бетон и стоманобетонен фундамент на хранилищните камери;
- пета бариера – циментопочвена възглавница.

Допълнителна бариера е дренажната система под хранилищните камери. Важно ограничение за миграцията в дълбочина е и т.нар. естествена бариера, включваща геоложките формации, в които е фундирано хранилището.

Ключови радионуклиди

В математическите модели е невъзможно и не е нужно да бъдат обхванати всички радионуклиди от общия състав на кондиционирания радиоактивни отпадъци на АЕЦ. В настоящето изследване са избрани осем "ключови" изотопа (^{137}Cs , ^{90}Sr , ^{63}Ni , ^{94}Nb , ^{239}Pu , ^{241}Am , ^{129}I и ^{14}C), които дават цялостна представа за възможното разпространение на погребаните проектираното хранилище радионуклиди в подповърхностното пространство и подземните води. Основанията за техния избор са следните:

- ^{137}Cs и ^{90}Sr са основните съставки на отпадъка, които по традиция "задължително" присъстват в прогнозите.
- ^{129}I и ^{14}C са между най-подвижните радионуклиди поради дългия им живот и твърде слабата им сорбируемост (задържане) в геоложката среда.
- ^{241}Am , ^{94}Nb и ^{239}Pu са също дългоживеещи, но се отличават със силна сорбируемост в почвите, така че те предполагат едно продължително, но много бавно разпространение в подповърхностното пространство.
- ^{94}Nb заема междинно положение от гледна точка на дълговечност и сорбируемост в природните материали. Той, както ^{137}Cs и ^{90}Sr , представя "средното поведение" на изотопите от хранилището.

Компоненти на миграционното поле

Изследванията обхващат основните компоненти (части) на миграционното поле, респ. на пространството, в което е възможно да мигрират радионуклидите от хранилището:

- инженерните защитни бариери при хранилището;
- ненаситената зона от дъното на хранилището до нивото на подземните води (зоната на аерация);
- водонаситената зона (водоносния пласт).

Характеристика на миграционното поле

Схематизация и характеристики на естественото поле

В план естественото поле обхваща района до най-близкия потенциален приемник на замърсители – Главния дренажен канал, маркиращ северната граница на АЕЦ. Геоложкият строеж включва два основни комплекса:

- кватернерен комплекс, състоящ се от лъсови материали (лъос и лъсовидни глини), стари алувиални тераси (глини, пясъци и чакъли) и първа незаливна тераса на р. Дунав (чакъли и пясъци);
- неогенски комплекс, представен в горната си част от наслагите на Брусарската свита (основно глини и прахови глини с пясъчни прослойки), а в долната – от седименти на Арчарската свита (основно пясъци).

В двата комплекса се отделят седем нискорангови хидрогеоложки единици (слоя): пет в кватернерния и два в неогенския комплекс. Отгоре надолу слоевете се

разполагат в следния ред: 1. Прахов льос; 2. Погребана почва и льосовидна глина; 3. Песъчлива глина с чакъл от алувиалните тераси; 4. Чакълеста глина от старите тераси; 5. Чакъл с песъчлив запълнител от първата тераса на р. Дунав; 6. Прахова глина с песъчливи прослойки – Брусарска свита; 7. Дребен пясък – Арчарска свита. Допълнително слой 6 е поделен на три подслоя – 6.а Песъчлива глина; 6.б Пясък; и 6.в Прахова глина. Пространствените граници, средната дебелина h_{cp} , обемната плътност ρ , коефициентът на филтрация k и коефициентът на разпределение K_d на всеки слой са определени по данни от специализираните изследвания в района (Гълъбов и др., 1992; Карастанев и др., 2007; Стойнев и др., 2009; и др.). Надлъжната дисперсивност α_L и коефициента на дифузия D_m са приети по литературни данни за подобен тип среда (Adams, Gelhar, 1992; Gelhar et al., 1992; и др.). В табл. 1 са представени данни за h_{cp} , ρ , k , α_L и D_m за всеки слой, а в табл. 2 – стойностите на коефициента на разпределение K_d на слоевете спрямо всеки от “ключовите” радионуклиди.

Таблица 1. Хидрогеоложки характеристики на слоевете

Слой №	h_{cp} , m	ρ , g/cm ³	k , m/d	α_L , m	D_m , m ² /d
1	10-35	1450	0.7	0.005	1.5×10^{-4}
2	4-16	1540	0.02	0.002	1.5×10^{-4}
3	1-5	1750	0.25	0.003	1.2×10^{-4}
4	1-3	1850	5.0	0.025	1.0×10^{-4}
5	6-9	2050	20.0	0.03	1.0×10^{-4}
6.а	> 40	1700	0.1	0.02	2.0×10^{-4}
6.б		1730	3.0	0.05	1.0×10^{-4}
6.в		1700	0.001	0.01	2.5×10^{-4}
7	1-8	1730	3.0	0.05	1.0×10^{-4}

Таблица 2. Коефициент на разпределение K_d^* , m³/kg

Изотоп	Слой №						
	1	2	3	4	5	6	7
¹³⁷ Cs	0.20	0.25	0.23	0.14	-	0.40	0.10
⁹⁰ Sr	0.07	0.12	0.14	0.075	-	0.20	0.04
⁶³ Ni	0.30	0.65	0.65	0.40	-	0.65	0.30
²⁴¹ Am	10.0	20.0	20.0	20.0	-	30.0	8.0
¹²⁹ I	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.003	0.001
¹⁴ C	0.003	0.003	0.003	0.001	0.001	0.005	0.001
⁹⁴ Nb	0.16	0.55	0.55	0.16	-	0.55	0.16
²³⁹ Pu	0.11	0.21	0.16	0.15	-	0.56	0.10

Забележка: За слой 5 са представени данни само за ¹²⁹I и ¹⁴C, тъй като те единствено преминават в този слой.

Подземните води в района на площадката са на дълбочина 30-45 m. Зоната на аерация заема голяма част от кватернерния комплекс (без чакълите в първата тераса) и част на неогенския комплекс. Предвид проектната дълбочина на фундиране, дебелина на зоната на аерация под ХРАО е над 20 m. Водонаситената зона включва неогенския комплекс и част от кватернера. Генералната посока на формираня в района на площадката подземен поток е от юг на север, а градиентът е 0.025 (фиг. 2).

Схематизация и характеристики на защитните бариери

Детайлната оценка на защитната роля на всяка инженерна бариера е трудна и нерядко водеща до неоправдано рисковани прогнози задача. В случая е възприет един по-консервативен подход за схематизиране на бариерите:

- Защитната роля на първите три бариери се отчита интегрално с редукция на началната активност на съответния изотоп. Тя е изчислена с отчитане на

адсорбиращия ефект на циментовата матрица, запълнителя около СтБК и циментопочвената обвивка.

- В моделите четвъртата и петата бариера се включват като пластове с реални размери и със съответните филтрационни и миграционни характеристики. Стоманобетонният фундамент е зададен като пласт с дебелина 1 m, а циментовопочвената основа като лежащ под него пласт с дебелина 4 m. След периода на “институционален надзор” (300 г.), с оглед на досегашния чужд опит се приема, че инженерните бариери деградира и техните характеристики са съизмерими с тези на вместващата геоложката среда (в случая льосово-глинения комплекс).

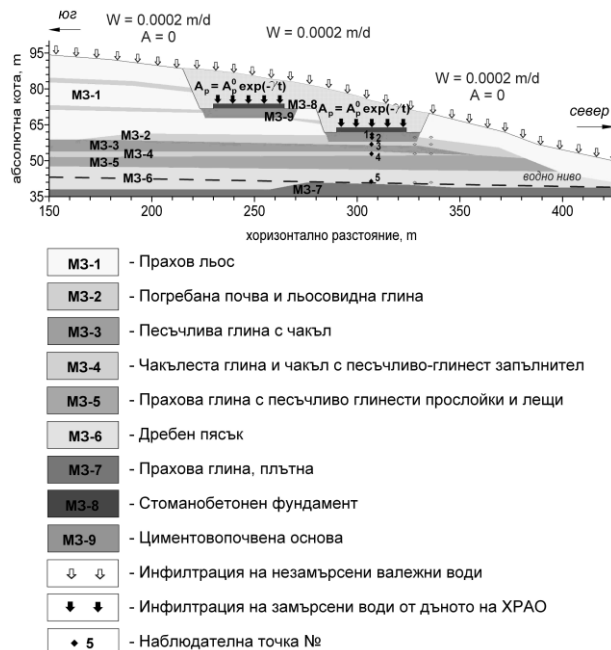
Методика на моделните изследвания

При моделните изследвания е приет следния най-общ методически подход:

- Миграцията на радионуклиди през зоната на аерация и инженерните бариери се симулира с числов 2D модел, а разпространението им в подземните води – с числов 3D модел. Двумерните решения се ползват като входни данни за 3D модела.
- В числовите модели миграционните процеси се реализират по схемата на конвективния масопренос, съпроводен от сорбция (обратимо елиминиране), радиоактивен разпад, хидродисперсия и разреждане.
- Геоложкият строеж се пресъздава с характеристиките на всяка литоложка разновидност: геометрични (релеф на границите, h_{cp}), физични (ρ , n), филтрационни (k) и миграционни (K_d , α_L и D_m). В зоната на аерация се задават специфичните за нея параметри: влажност θ , влагопроводност k^* и всмукващ потенциал ψ .
- Инфилтрационният поток под хранилищните модули и извън техните граници е 71 mm/a. Определен е по корелационна зависимост, отчитаща климатичните, почвените и техногенните условия (Bredencamp, 1990).
- Моделираният процес се развива след изтичане на периода на “институционален надзор” (300 г.), когато се предполага, че инженерните бариери ще деградира и тяхната водопропускливост и сорбционни свойства ще са съизмерими с тези на льосовия комплекс.
- В табл. 3 са представени използваните като входни данни характеристики на изследваните радионуклиди: очакваната обща активност в хранилището A_0 , начална активност на източника A_0 , коефициент на елиминиране γ , коефициент на разпределение K_d и фактор на забавяне R за използвания в инженерните бариери бетон.
- Зададената в модела начална активност интегрално отчита защитната роля на първите три инженерни бариери. Дадените в табл. 3 стойности на K_d са приети след обобщаване на голям брой лабораторни анализи на сорбционната способност на бетона (Mallants et al., 2001; Карастанев и др., 2007; Seit et al., 2009; и др.). Стойностите на R се изчисляват при плътност на бетона в източника $\rho_d = 2200 \text{ kg/m}^3$ и при условие, че активната порестост на бетона е равна на обща му порестост ($n_0 = n = 0.16$), което е по-консервативния подход.
- Радиоактивният разпад в хранилищните клетки се отчита като по тяхното дъно се симулира непрекъснат приток на радионуклиди с експоненциално намаляваща активност.

Таблица 3. Основни параметри на ключовите радионуклиди

Изо- топ	A, Bq	γ , d ⁻¹	K _d , m ³ /kg	R	A _{р0} , Bq/m ³
¹³⁷ Cs	1.4x10 ¹⁴	6.3x10 ⁻⁵	3.0x10 ⁻³	42	1.5x10 ⁸
⁹⁰ Sr	3.4x10 ¹¹	6.6x10 ⁻⁵	1.8x10 ⁻³	26	6.0x10 ⁵
⁶³ Ni	4.4x10 ¹²	1.9x10 ⁻⁵	1.2x10 ⁻¹	1692	1.2x10 ⁵
²⁴¹ Am	1.3x10 ¹⁰	4.4x10 ⁻⁶	6.4x10 ⁰	88001	6.7x10 ⁰
⁹⁴ Nb	3.3x10 ⁹	9.5x10 ⁻⁸	3.5x10 ⁻²	482	3.1x10 ²
²³⁹ Pu	8.7x10 ⁹	7.9x10 ⁻⁸	4.3x10 ⁰	59126	6.7x10 ⁰
¹²⁹ I	8.6x10 ⁷	1.2x10 ⁻¹⁰	6.4x10 ⁻²	881	4.4x10 ⁰
¹⁴ C	2.7x10 ¹²	3.3x10 ⁻⁷	10x10 ⁰	137501	8.9x10 ²



Фиг. 4. Математически 2D модел. Геометрия на моделните пластове и гранични условия

Модел на миграцията на радионуклиди през инженерните бариери и зоната на аерация

Композирани на двумерния (2D) модел

Основните положения и входни параметри при композирането на модела са:

- Моделът е съставен с програмния пакет за моделиране на среда с променлива водонаситеност VS2DTI (Lappala et al., 1987; Hsieh et al., 2000; и др.).
- С модела са симулирани условията за миграция на радионуклиди в хидрогеоложкия разрез по профил II-II. Разрезът включва седем слоя (1, 2, 3, 4, 6.а, 6.б и 6.в) и две защитни бариери (стоманобетонен фундамент и циментово-почвена основа). Те са включени в модела с девет моделни зони. Моделни зони M3-1, M3-2, M3-3, M3-4, M3-5, M3-6 и M3-7 пресъздават слоеве 1, 2, 3, 4, 6.а, 6.б и 6.в, а M3-8 и M3-9 са моделирани стоманобетонения фундамент и циментово-почвена основа.
- Всяка моделна зона е зададена в границите и с параметрите, отговарящи на реалните обекти и характеризирани поведението на изброените по-горе радионуклиди. Характеристиките на първите седем моделни зони са дадени в табл. 2 и табл. 3. Моделни зони M3-8 и M3-9 са зададени с характеристиките на вместващите ги M3-1 и M3-2 (лъсовия комплекс).

- Зависимостите $\psi = f(\theta)$ и $k^* = f(\theta)$ са моделирани с интегрираните в програмния пакет VS2DTI функции на van Genuchten, като зададените стойностите на техните параметри (RMC, α и β) корелират със съответния тип геоложка среда.
- Инфилтрационният поток през хранилището и извън него е зададен с постоянна скорост $W = 2 \times 10^{-4}$ m/d.

С композирания 2D модел са съставени осем негови варианта, с които е прогнозирано поведението на всеки "ключов" радионуклид. В различните варианти е зададена активността на съответния изотоп в преминаващия под хранилищните камери инфилтрационен поток. Приетата в началото на моделната симулация стойност е равна на началната активност в източника A_{p0} . Прието е още, че активността A_p в постъпващите под дъното на ХРАО течни емисии намалява експоненциално във времето t . За всеки стрес период тя се определя от зависимостта:

$$A = A_{p0} \exp(-\gamma t) \quad (1)$$

Резултати

В математическия 2D модел са избрани 5 наблюдателни точки от масива (фиг.4). Те са разположени на дълбочини 1, 2, 5, 10 и 21 m под дъното на хранилището (последната от тях е непосредствено над нивото на подземните води). Получените прогнозни решения за максималните активности A_{max} в наблюдателните точки и времената t_{max} , за които те са достигнати, са представени в табл. 4.

Изводи

Въз основа на получените резултати от 2D модела могат да се направят следните по-важни обобщения и изводи:

- Голяма част от "ключовите" изотопи (¹³⁷Cs, ⁹⁰Sr, ⁶³Ni и ²⁴¹Am) в резултат на естествен разпад и сорбция намаляват своята активност до практически нищожни стойности. На практика интензивно замърсената с тях зона се ограничава до дълбочина 3-4 m под дъното на хранилището, т.е. в обхвата на деградираните бариери. Максималната активност до нивото на подземните води за ¹³⁷Cs, ⁹⁰Sr и ⁶³Ni е между 10⁻⁴⁰ и 10⁻⁴⁹ Bq/m³, а за ²⁴¹Am е 10⁻⁶⁹ Bq/m³ (табл. 5). На практика, в ненаситената зона тези изотопи се задържат и разпадат напълно, т.е. тяхното последващо разпространение не представлява интерес, а още по-малко някаква опасност.
- Малко по-различно е поведението на много бавно разпадащите се изотопи ⁹⁴Nb и ²³⁹Pu. Замърсената с тях зона, макар и след един дълъг период, обхваща пространството до дълбочина 5-6 m. Максималните активности в тази зона се достигат след десетки хиляди години. На по-голяма дълбочина през целия прогнозен период (100000 г.) активностите остават ниски без да достигат своя максимум. В края на прогнозния период активностите до нивото на подземните води ще са изключително ниски – от 10⁻⁹ до 10⁻¹² Bq/m³, което прави прогнозните изчисления за разпространението на ⁹⁴Nb и ²³⁹Pu във водонаситената зона напълно безпредметни.
- По-особени случаи са изотопите ¹²⁹I и ¹⁴C. Първият е изключително стабилен (период на полуразпад 15.7 млн години), но в същото време почти не се задържа от филтрационната среда, което е една твърде неблагоприятна комбинация. Другият, независимо от по-ниския период на полуразпад, е също практически несорбируем. Максималните им активности на границата

между наситената и ненаситената зона, които се очаква да настъпят след 1410 г. за ^{129}I и след 6010 г. за ^{14}C , са почти същите като в хранилището. Поради това, само за тези два изотопа е направена по-долу прогноза за миграцията им в подземните води.

Таблица 4. Резултати от математическия 2D модел

точка №	d*, m	^{137}Cs		^{90}Sr		^{63}Ni	
		t _{max} , a	A _{max} , Bq/m ³	t _{max} , a	A _{max} , Bq/m ³	t _{max} , a	A _{max} , Bq/m ³
1	1	590	1x10 ²	270	2x10 ²	350	5x10 ⁰
2	2	850	4x10 ⁻¹	430	2x10 ⁰	540	4x10 ⁻²
3	5	1020	2x10 ⁻⁸	570	1x10 ⁻⁶	890	1x10 ⁻⁸
4	9	1210	2x10 ⁻¹⁸	780	1x10 ⁻¹⁵	1590	3x10 ⁻¹⁸
5-свн	21	1940	9x10 ⁻⁴⁷	1430	2x10 ⁻⁴⁰	4110	9x10 ⁻⁴⁵
точка №	d*, m	^{241}Am		^{14}C		^{129}I	
		t _{max} , a	A _{max} , Bq/m ³	t _{max} , a	A _{max} , Bq/m ³	t _{max} , a	A _{max} , Bq/m ³
1	1	1630	3x10 ⁻⁶	3350	474	50	4.41
2	2	2590	3x10 ⁻⁹	3680	460	110	4.41
3	5	5340	2x10 ⁻¹⁸	4440	424	300	4.41
4	9	9140	2x10 ⁻³²	5110	391	560	4.41
5-свн	21	20130	3x10 ⁻⁶⁹	6010	289	1410	4.37
точка №	d*, m	^{94}Nb		^{239}Pu			
		t _{max} , a	A _{max} , Bq/m ³	t _{max} , a	A _{max} , Bq/m ³		
1	1	13980	1.6x10 ²	29070	1.7x10 ⁰		
2	2	24270	1.1x10 ²	53530	8.0x10 ¹		
3	5	62950	2.8x10 ¹	100000	0.2x10 ¹		
4	9	100000	1.1x10 ⁻²	100000	3.3x10 ⁻²		
5-свн	21	100000	1.6x10 ⁻¹²	100000	1.1x10 ⁻⁹		

Забележка: *Дълбочините са мерени от дъното на хранилищния модул

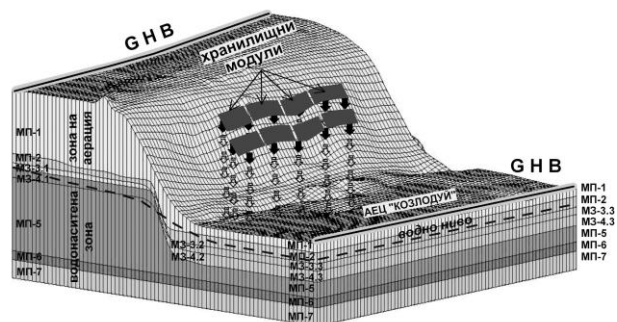
Модел на миграцията на радионуклиди във водонаситената зона (водоносния пласт)

Прогнозата за възможна миграция на радионуклиди в подземните води е направена чрез 3D симулация на условията за пренос на вещество. Разработени са два основни модела – филтрационен и миграционен. С тях е прогнозирана миграцията на дълго живеещите и практически несорбируемите ^{129}I и ^{14}C .

Композиране на филтрационния 3D модел

Накратко, използваните техники и входни данни при композирането на филтрационния модел са:

- Разработен е с програма Modflow (Harbaugh et al., 2000).
- Моделът включва седем моделни пласта (МП) и шест моделни зони (МЗ) (вж. фиг. 5). С тях е пресъздаден геоложкият строеж като МП-1 моделира слой 1; МП-2 – слой 2; МП-5 – интегрално подслои 6.а и 6.б; МП-6 – подслои 6.в; МП-7 – слой 7; МЗ-3.1 – слой 4; МЗ-3.2 и МЗ-4.2 – части от слой 2; МЗ-3.3 и МЗ-4.3 – слой 5; а МЗ-4.1 – подслои 6.а.
- Релефът и хипсометричните нива на ограничителните повърхнини на моделните пластове и зони са съобразени с морфологичните особености на терена и пространствените форми на слоевете (фиг. 5).
- Регионалният поток е моделиран чрез симулиране на разход по южната и северната граница по схемата ГНВ така, че градиентът в обхвата на хранилището е около 0.025, а на север от него намалява до 0.005.
- Инфилтрационното подхранване е зададено по цялата площ на модела с постоянна скорост $W = 2 \times 10^{-4}$ m/d.
- Моделът е калибриран спрямо измерените по време на хидрогеоложкото проучване на площадката водни нива, респ. по съставената хидродинамична карта (фиг. 2).



Фиг. 5. Математически 3D модел. Геометрия на моделните пластове и гранични условия

Композиране на миграционния 3D модел

Миграционният модел представлява 3D симулация на условията за движението на изотопи във водонаситената зона. Подходът при неговото създаване е следният:

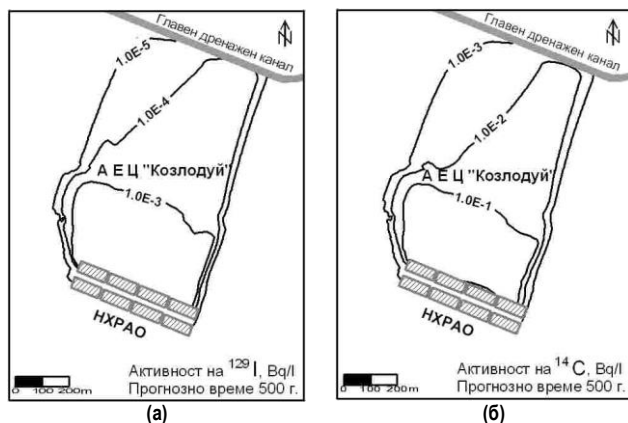
- Разработен е с програма MT3D-MS (Zheng and Bennett, 1995; и др.), като е използвана направената по-горе пространствена дискретизация.
- Полученото с филтрационния модел разпределение на градиентите, скоростите и потоците в моделната област е конвективната матрица, върху която е построен миграционния модел.
- Миграционните характеристики (D_m , α_L , K_d и ρ) на моделните пластове и зони са зададени със стойностите, посочени в табл. 1 и табл. 2;
- Замърсените с ^{129}I и ^{14}C течни емисии преминават с постоянна скорост $W_p = 2 \times 10^{-4}$ m/d през цялата площ на проекциите на хранилищните модули върху границата между ненаситената и водонаситената зона. С оглед направените с 2D модела прогнози, тези проекции се задават като площен източник с постоянна входна активност 4.37 Bq/m³ на ^{129}I и 2.89x10² Bq/m³ на ^{14}C .

Резултати

Направената с 3D модела прогноза за възможната миграция на ^{129}I и ^{14}C в подземните води е илюстрирана с две карти на техните активности за време 500 г. след навлизането им във водонаситената зона (фиг. 6). Този момент се предшества от един дълъг период от няколко хиляди години, през който ^{129}I и ^{14}C преминават през зоната на аерация (плюс приетите начални 300 г. на "институционален контрол"). Следователно двете карти съответстват на ситуацията съответно на около 2000 г. и 6600 г. след изграждането на хранилището.

За прогнозния период миграцията в дълбочина се ограничава в пределите на Брусарската свита. На север (фиг. 6) двата изотопа се разпространяват и в незаливната тераса на р. Дунав, като в края на прогнозната симулация активностите им в първия приемник (Главния дренажен канал) достигат до стойности:

- активност на ^{129}I в – $A_{max} = 7.41 \times 10^{-4}$ Bq/l;
- активност на ^{14}C – $A_{max} = 2.81 \times 10^{-2}$ Bq/l.



Фиг. 6. Карти на активностите на ^{129}I и ^{14}C във подземните води

Заклучение

Всички изследвани ключови радионуклиди (с изключение на ^{129}I и ^{14}C) се задържат практически изцяло още в защитните бариери на хранилищата и в зоната на аерация. Същите достигат до нивото на подземните води след продължително време от 1000-2000 г. (за ^{134}Cs и ^{90}Sr) до над 100000 г. (за ^{239}Pu и ^{94}Nb), като максималната активност на различните радионуклиди при нивото на подземните води е от 10^{-10} (^{94}Nb) до 10^{-75} (^{241}Am) Bq/m³. Тези стойности са в десетки порядъци по-ниски от "Границата на средногодишната обемна активност в питейните води" (ГСГОАпв) за съответния радионуклид (посочени в таблица 7 от Наредбата за основните норми за радиационна защита, ДВ, бр. 78 от 20.08.2004 г.), т.е. може да се смятат наистина за нищожни.

Изотопите ^{129}I и ^{14}C са сравнително слабосорбируеми и относително дългоживущи и поради това могат да достигнат до подземните води и да се пренасят чрез тях. Това обстоятелство, обаче, не крие никаква реална опасност, тъй като активностите, с които те постъпват в подземните води са много ниски. По-конкретно: ^{14}C има около 800 пъти по-ниска активност от ГСГОАпв, а ^{129}I – около 220 пъти по-ниска от ГСГОАпв.

Въз основа на резултатите от моделните изследвания може да се направи заключението, че площадката е подходяща за изграждане на ХРАО от гледна точка на възможното разпространение на радионуклиди. На практика няма никаква опасност от радиоактивно замърсяване на съществуващи повърхностни водоеми и водотоци, както и на подземни водоизточници в района.

Литература

Гълъбов, М. М. и др. 1992. Изясняване на дисперсионните характеристики на почвената и водната среда в района на АЕЦ "Козлодуй" с цел анализиране на възможните пътища за миграция на радионуклиди от АЕЦ в почвата и атмосферата. Доклад на "Акватер".

Гълъбов М. М. и др. 2003. Хидрогеоложки и миграционни изследвания на площадката за хранилище на НХРАО от АЕЦ Козлодуй. Доклад на "Акватер".

Карастанев, Д. и др. 2007. Извършване на инженерно-геоложки, хидрогеоложки и геофизични проучвания. Доклад на ГИ БАН по дог. 206025/19.09.2006.

Наредба за основните норми за радиационна защита. 2004. – ДВ, бр. 73, 20.08.2004 г.

Идеен проект за Национално хранилище за ниско- и средно активни краткоживеещи РАО. 2008. Доклад "Worley Parsons" & "Риск инженеринг", ФАР проект №Europeaid/122568/D/SV/BG.

Стойнев, С. Б. и др. 2009. Потвърждаване на площадка за изграждане на НХРАО. Доклад на "МГУ-Инженеринг".

Стоянов, Н. 2009. Прогнозиране на възможната миграция на радио нуклиди през льосовия комплекс в района на АЕЦ "Козлодуй" дебит. – Год. МГУ "Св. Иван Рилски", 52, Св. I, Геол. геоф., 159-164.

Adams, E. E., L. W. Gelhar. 1992. Field study of dispersion in a heterogeneous aquifer. – *Water Resour. Res.*, 28, 12, 3293-3307.

Bredencamp, D. 1990. Quantitative estimation of groundwater recharge by means of a simple rainfall-recharge relationship. – In: *International Contributions in Hydrogeology*, 8, "Groundwater recharge".

Bredenkamp, D. B. 1990. Quantitative estimation of groundwater recharge by means of a simple rainfall-recharge relationship. – In: *Groundwater Recharge, IAH Memoir* 8, 247-256.

Gelhar, L., C. Welty, K. Rehfeldt. 1992. A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers. – *Water Resour. Res.*, 28, 7, 1955-1974.

Harbaugh, A., E. Banta, M. Hill, M. McDonald. 2000. Modflow-2000, The USGS modular groundwater model – user guide to modularization concepts and the groundwater flow process. – *Open-File Report 00-92, USGS, VA*, 130 p.

Hsieh, P., W. Wingle, R. Healy. 2000. VS2DI – A graphical software package for simulating fluid flow and solute or energy transport in variably saturated porous media. – *USGS, Water-resources investigations report* 99-4130, Lakewood, 16.

Lappala, E., R. Healy, E. Weeks. 1987. Documentation of computer program VS2D to solve the equations of fluid flow in variably saturated porous media. – *USGS, Water-Resources Investigations Report* 83-4099, Colorado, 184 p.

Mallants, D., G. Volckaert, S. Labat. 2001. *Parameter values used in the performance assessment of the disposal of low level radioactive waste at the nuclear zone Mol-Dessel. Volume 1-2. SCK•CEN - R-3521.*

Seit, R. R., K. G. Brown, G. A. Taylor, D. W. Esh. 2009. Overview of performance assessments and modeling of cementitious barriers. – In: *Overview of the U.S. Department of Energy and Nuclear Regulatory Commission Performance Assessment Approaches. Cementitious Barriers Partnership, CBP-TR-2009-001*, II-1-83.

Zheng, C., G. Bennett. 1995. *Applied Contaminant Transport Modeling: Theory and Practice*. Van Nostrand Reinhold, New York, 433 p.

Zheng, C., P. Wang. 1998. MT3DMS – A modular 3D multispecies transport model for simulation of advection, dispersion and chemical reactions of contaminants in groundwater systems. *Documentation and user's guide*. Dep. of Geology and Mathematics, University of Alabama, 239 p.

ПРОГНОЗИРАНЕ НА КОЛЕКТОРНИ ТЕЛА В СРЕДНОЕОЦЕНСКО-МИОЦЕНСКИЯ РАЗРЕЗ НА ДОЛНОКАМЧИЙСКИЯ СЕДИМЕНТЕН БАСЕЙН (МОРСКА ЧАСТ) ПО СЕИЗМОСТРАТИГРАФСКИ ДАННИ

Христо Димитров

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; hristo_dimitrov@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. Основната цел на настоящето изследване е прогнозирането на колекторни тела в средноеоценско-миоценския разрез на Долнокамчийския седиментен басейн (морска част) по сеизмостратиграфски данни. За постигането на поставената цел са използвани сеизмо- и литофациални критерии, базирани на резултатите от проведения сеизмостратиграфски анализ. Въз основа на извършеното секвентно разчленяване на терциерния разрез на Долнокамчийския седиментен басейн са разпознати 4 основни типа колекторни сеизмо- и литофациеси и са отделени общо 9 по-значими колекторни тела – 7 в средно-горноеоценско-олигоценската секвенция и 2 в миоценската секвенция. В зависимост от първичната обстановка на утайконатрупване е прогнозирано развитие на литофациеси, характерни за шелфа, склона и дълбоководието на палеобасейна. Получените от интерпретацията резултати дават основание да бъде обобщено, че седиментите, които биха могли да се прогнозират като колектори са развити основно в южната част на изследвания басейн (Рудник-Самотинска зона).

FORECAST BASED ON SEISMOSTRATIGRAPHIC DATA FOR COLLECTORS IN THE MIDDLE-EOCENE TO MIOCENE SECTION OF LOWER KAMCHIYA SEDIMENT BASIN (SEA PART)

Hristo Dimitrov

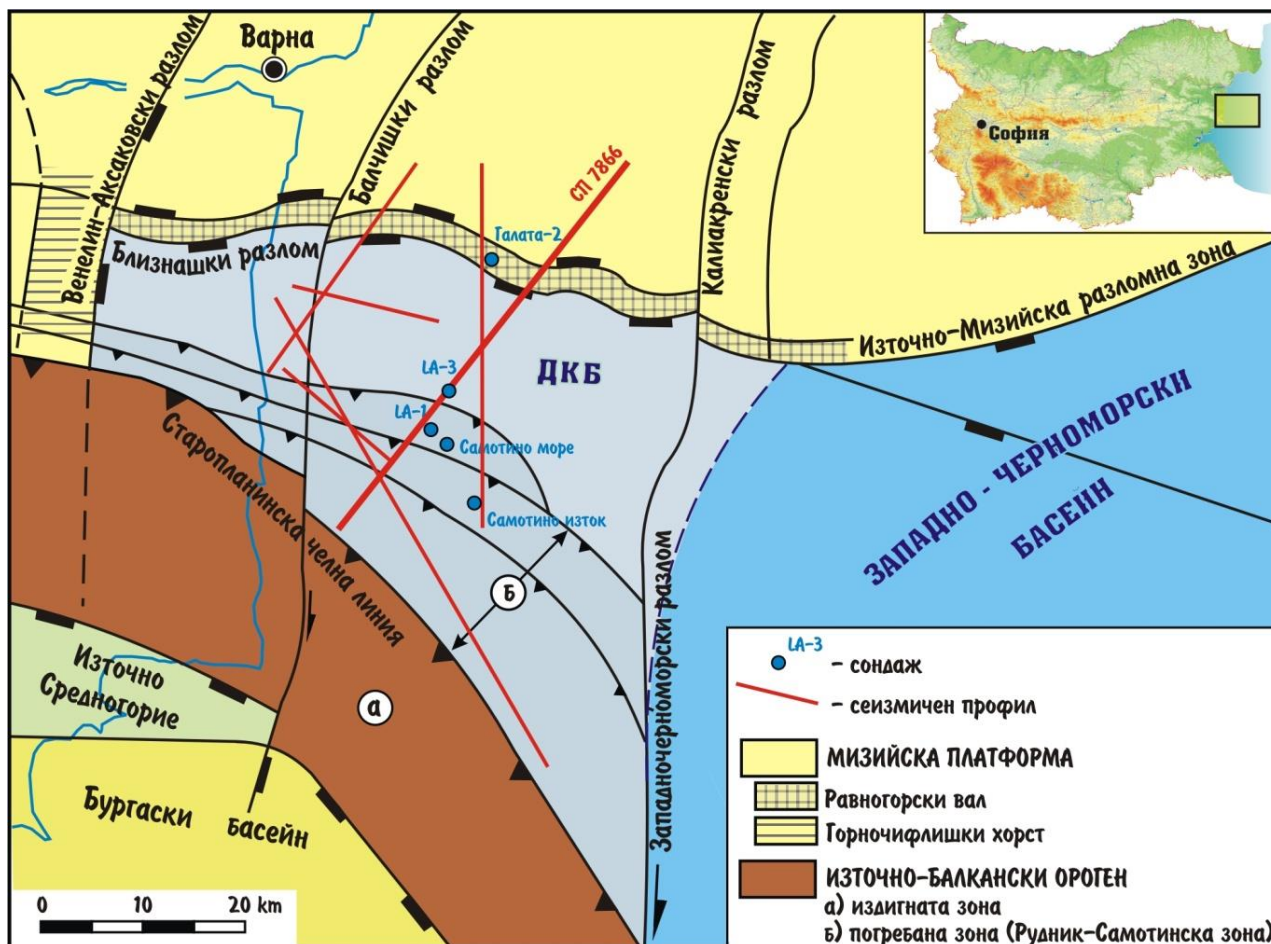
University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; hristo_dimitrov@mgu.bg

ABSTRACT. The major aim of this study is to make a forecast for the collectors in the Middle Eocene-Miocene section of Lower Kamchiya Sediment Basin (sea part) on the basis of seismostratigraphic data. The criteria used to achieve this aim are seismic and lithofacial and they are based on the results from the seismic and stratigraphic analysis. In the sequential segmenting of the tertiary section of Lower Kamchiya sediment basin were distinguished 4 major types of collecting seismo- and litho facies; a total of 9 significant collectors were defined – 7 in the Middle-Upper Eocene-Oligocene sequence and 2 in the Miocene sequence. Subject to the primary circumstances of sediment accumulation, the forecast predicts the development of lithofacies typical of the shelf, slope and deepwater parts of the paleo-basin. The results from the interpretation give grounds for drawing the conclusion that the sediments which may be forecast as potential collectors are developed mainly in the south section of the studied basin (Rudnik-Samotino Region).

Въведение

Теоретични постановки за резервоарните свойства на скалите и принципите за тяхното количествено характеризиране, са приложими за добре проучени обекти, върху които са проведени сондажни работи и са извършени сондажно-геофизични изследвания. Твърде често обаче се налага да се търсят решения за присъствието на резервоари в етап на предварителна оценка, без или с малко наличие на сондажни данни или пък без представителен ядров материал. В тези случаи се практикува разпознаване на резервоарни интервали с методите на сеизмофациалния анализ, като част от сеизмостратиграфската техника, масово практикувана като секвентна стратиграфия (Sloss, 1963; Vail et al., 1977; Bally (Ed.), 1987; Van Wagoner, Posamentier, 1988; Vail et al., 1991; Miall, 1996). Сеизмостратиграфската интерпретация бързо се наложи като изследователски метод главно заради голямото приложение, което има в нефтената

геология. С неговото прилагане, оценката на нефтогазоносните перспективи стана значително по обоснована и достоверна, което доведе до повишаване на ефективността на търсещо-проучвателните работи. Главната цел на настоящото изследване е на базата на проведената сеизмостратиграфска интерпретация и анализ да бъдат прогнозирани колекторни тела в средноеоценско-миоценския разрез от морската част на Долнокамчийския седиментен басейн (ДКБ) (фиг. 1). Практическият интерес към акваториалната част на ДКБ е свързан главно с нефтогазоносната ѝ перспективност и е насочен към прогнозиране (откриване, изучаване и оконтурване) на резервоарните системи и капаните в тях. Критериите, които са използвани за решаване на тази задача са сеизмо- и литофациални и се базират на резултатите от проведения сеизмостратиграфския анализ (Георгиев и др., 2004; Димитров, Георгиев, 2005; Димитров, 2007; 2008).



Фиг. 1. Тектонска позиция на ДКБ (по Georgiev, 2004, с модификации) с местоположението на сеизмичните профили и сондажите, използвани за сеизмостратиграфската интерпретация

Прогнозиране на колекторни тела в средноеоценско-миоценския разрез на ДКБ

В средноеоценско-миоценския седиментен разрез на ДКБ са отделени и очертани две секвенции, със съответните трактови единици (Георгиев и др., 2004; Димитров, Георгиев, 2005; Димитров, 2007; 2008). Проследени са и очертани и 28 парасеквентни единици (Димитров, 2007). Именно на базата на извършеното по-рано секвентно разчленяване на терциерния разрез на ДКБ, са разпознати 4 основни типа колекторни сеизмо- и литофациеси и са отделени общо 9 по-крупни колекторни тела – 7 в средноеоценско-олигоценската секвенция и 2 в миоценската секвенция. Те са локализиращи както следва:

- миоценски – 2 колекторни тела, отделени в обхвата на парасеквенция 21-28;
- олигоценски – 2 колекторни тела, идентифицирани в обхвата на парасеквенция 16 – 19;
- горноеоценско – 2 колекторни тела, отделени в обхвата на парасеквенция 13-15;
- средноеоценски – 3 колекторни тела, идентифицирани в обхвата на парасеквенция 1-12.

За всяко тяло е въведен условен код, като абревиатурата е базирана на хроностратиграфска буквена символика (табл. 1; фиг. 2). За целите на изследването, на базата на сеизмичните характеристики на записа от

сеизмичните разрези и данните от малкото на брой морски сондажи са отчетени и анализирани сеизмофациалната обстановка и развитието на литофациеси в басейна. Определена е и приблизителната площ на развитие на очертаните скали колектори (табл. 1).

Седиментната обстановка на образуване на колекторните тела показва разнообразие, но най-често е свързана с развитието на нискоенергийни турбидитни потоци и вълнови процеси. В зависимост от първичната обстановка на утайконатрупване е прогнозирано развитие на литофациеси, характерни за шелфа, склона и дълбоководието, с разпознаване на алевро-псамити от склонови конуси и басейнови дънни конуси. На фиг. 2, са показани 4-те основни типа колекторни сеизмофациеси, прогнозиращи в разреза на ДКБ. Колекторните тела са теригенни от поров тип.

Характерна особеност, която ясно се отчита върху интерпретирания сеизмични разрези е наличието на суперпозиционно наслагване на седименти с преобладаващо колекторни качества в южната част на ДКБ, формирани в шелфова обстановка на седиментация, независимо от режима на тектонската активност и евстатичните изменения на относителното морско ниво.

Таблица 1. Прогнозирани колекторни тела по сеизмофацнална обстановка и литофациес (със съкращенията ТНТ, ТТ и ТВТ са означени съответно: ТНН – тракт на ниско ниво; ТТ – трансгресивен тракт; ТВН – тракт на високо ниво)

Код на тялото		Трактова единица	Площ, km ²	Сеизмофацнална обстановка	Литофациес
Миоценски колектори	Mi.2	ТНН, ТТ, ТВН (парасеквенция 22-25)	1142	Обстановка с активно действие на нискоенергийни турбидитни потоци и вълнови и флувиални процеси	Плиткоморски, алевропсамитни различно глинести седименти
	Mi.1	ТНН (парасеквенция 21)	437	Дълбокоморска обстановка	Подводни конуси и канални пясъчници
Олигоценски колектори	Oi.2	ТВН (парасеквенция 16-19)	1028	Обстановка с активно действие на нискоенергийни турбидитни потоци и вълнови и флувиални процеси	Плиткоморски, алевропсамитни различно глинести седименти
	Oi.1	ТВН (парасеквенция 16-17)	394	Делтова обстановка (проделта)	Делтови пясъчливо-алевролитни лещи сред глинести седименти
Горноеоценски колектори	E ₃ .2	ТТ (парасеквенция 13-15)	126.8	Обстановка с активно действие на нискоенергийни турбидитни потоци	Плиткоморски, алевропсамитни различно глинести седименти
	E ₃ .1	ТТ (парасеквенция 13-15)	12.3	Обстановка с активно действие на нискоенергийни турбидитни потоци	Плиткоморски, алевропсамитни различно глинести седименти
Средноеоценски колектори	E ₂ .3	ТНН (парасеквенция 6, 7, 12)	120	Обстановка с нискоскоростни турбидитни потоци	Флувиално-естуарни алевропсамитни седименти във врязани долини
	E ₂ .2	ТНН (парасеквенция 6, 7, 12)	27.8	Обстановка с активно действие на нискоенергийни турбидитни потоци и вълнови процеси	Плиткоморски, алевропсамитни различно глинести седименти
	E ₂ .1	ТНН (парасеквенция 1-5)	376	Дълбокоморска обстановка	Подводни конуси и канални пясъчници

Колектори в средноеоценско-олигоценската секвенция. С най-добри колекторни характеристики в тази секвенция са очертаните теригенни тела, в обхвата на тракта на ниско ниво (средноеоценска серия). Това са басейновият дънен конус и склоновите конуси, отразени в таблица 1 и фиг. 3А като колектор Е₂.1, които според разработените теоретични секвентни модели и многобройните примери на конусни системи отразлични басейни (Mutti, Normark, 1987; Jennette et al., 2003), имат благоприятни до много благоприятни колекторни показатели. Кластичният материал е транспортиран, чрез турбидитни потоци по система от развити канали с акумулиране на конусни комплекси, свидетелстващи за масивен транспорт от фронта на орогена. В идеализирания модел на конусна система (фиг. 3Б) са показани основните типове чела (фронтове) и конуси. За съжаление, до момента има само един прокаран сондаж върху тези конусни тела, които много ясно се открояват на сеизмичните разрези. Сондажът LA-3 пресича периферията на най-горния склонов конус (фиг. 2).

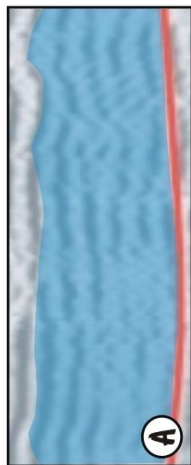
Проградиращият клин в горната част на системния тракт на ниско ниво включва седименти, които са типични за крайбрежна и плитководна обстановка на седиментация и

според известни примери от света (Hunt, Tucker, 1992), също показват много добри колекторни показатели (Е₂.2).

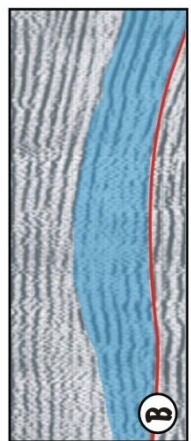
В тракта на ниско ниво се развиват и т. нар. врязани долини, които се запълват с по-груб теригенен материал. В тях се очаква да са развити едни от най-качествените колекторни тела (Е₂.3). До момента няма потвърждение на това предположение, поради липсата на заложен сондаж в обхвата им.

В трансгресивния системен тракт са развити две тела, които могат да бъдат прогнозираны като колекторни. Първото (Е₃.1) се характеризира с типична ретроградираща архитектура, развита изцяло в палеошелфа, т.е. в южната част на ДКБ. Второто колекторно тяло (Е₃.2) представлява пясъчникова леща, със сравнително малко площно развитие. Тялото е локализирано в палеозоната на външния шелф. Каротажните записи и получения приток в сондаж Самотино море, показват добрите му колекторски показатели. Въпреки това, според получените от петрофизичните изследвания резултати, тези седименти попадат в интервала от понижена до ниска проникваемост (IV - V клас), с преобладаване на последните.

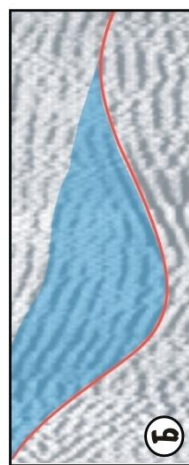
Фрагменти от сейсмичен профил СП 7866 за илюстрация на:



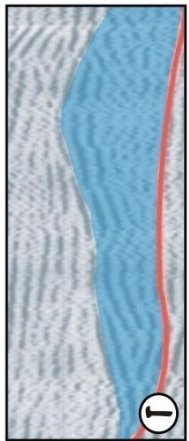
платкоморски алевро-псамитни различно глинести седименти



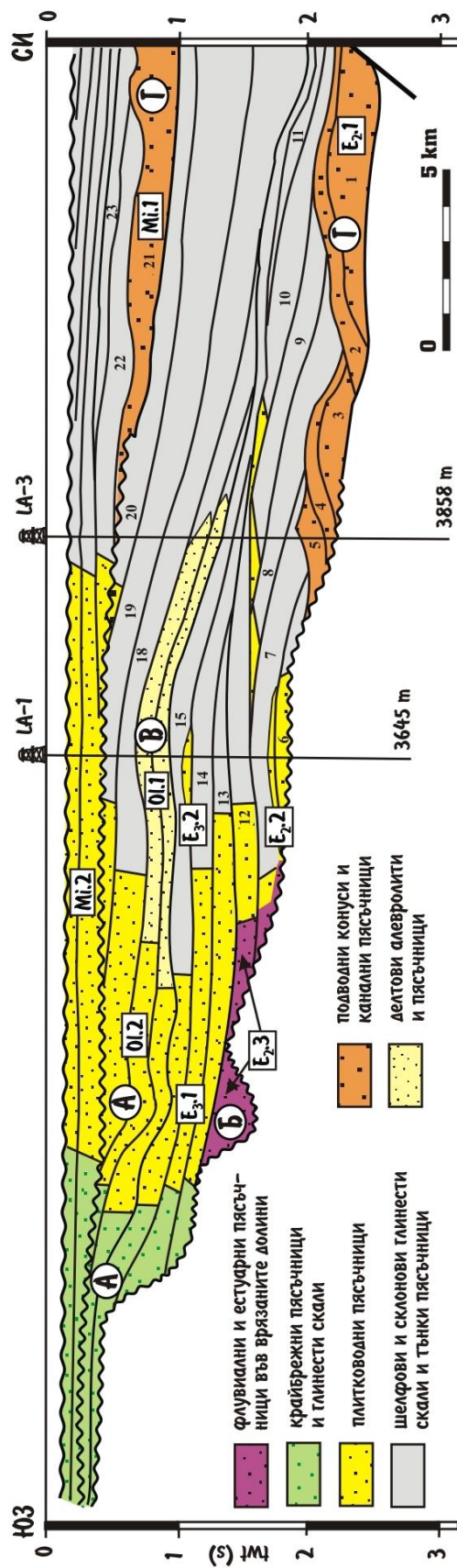
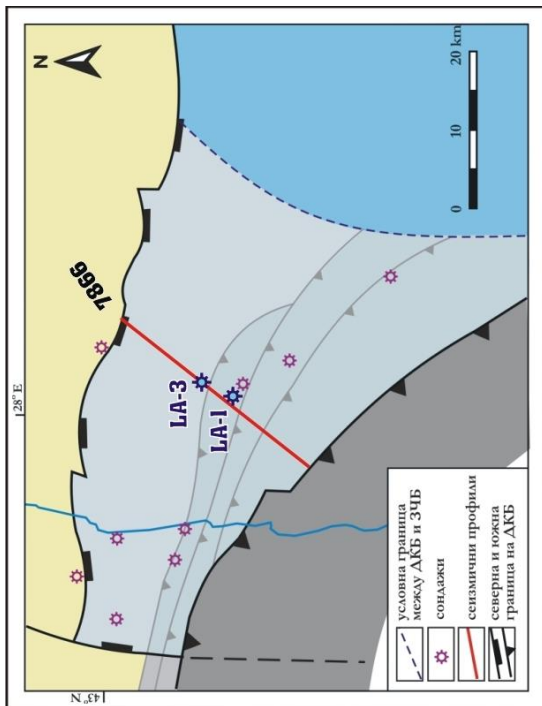
алевролитни и пясъчиви елементи на делтова система (проделта)



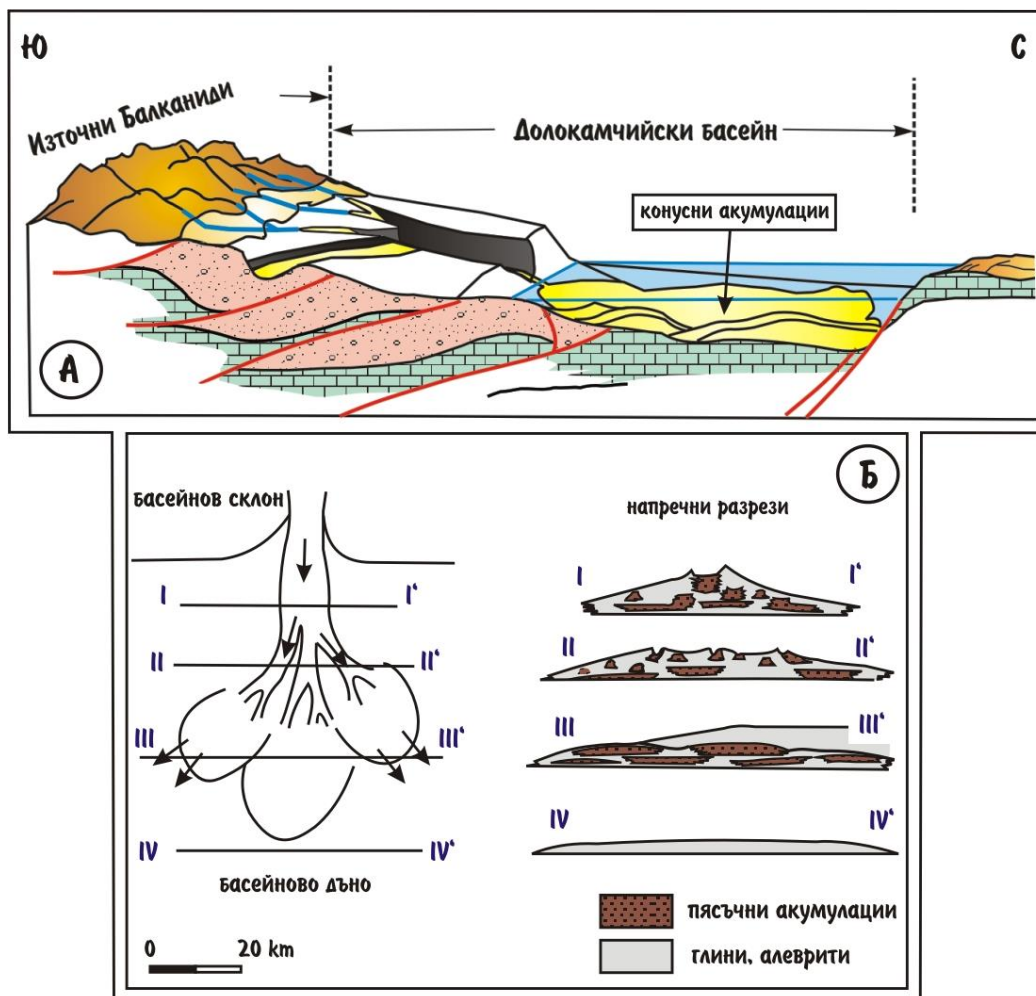
базални наслагти по врязани долини и пълнеж на локални синформи



подводни конуси и канали



Фиг. 2. Интерпретация на СП 7866, илюстрираща 4-те основни типа (според обстановката на седиментация) колектори



Фиг. 3. Схема на формирането на средноеоценските склонови и дъни конуси в ДКБ (А) и схема на идеализирани конусни системи (Б) (по Walker, Mutti, 1973, с модификации)

В долните нива на системния тракт на високо ниво (олигоценска серия), е прогнозирано колекторно тяло Ol.1c типична за проделта архитектура (табл.1; фиг. 2, 4). То е представено от пясъчливо-алевролитови лещи, с подобрена колекторска характеристика, както показват каротажните записи в сондажите. Тялото е локализирано в палеозоните на външния шелф, шелфовия ръб и горната част на склона и се разпознава ясно на сеизмичните разрези по хълмистата си форма. В основата на олигоценския разрез се маркират седименти на проделта на палеорека. Според класификацията на делтите, базираща се на особеностите вътре в делтовата равнина и в зависимост от енергийната им активност, е прието, че в случая става въпрос за развитието на флувиално доминираща делта (фиг. 4).

Второто колекторно тяло (Ol.2), включва седименти, отложени в крайбрежна, плитководна и в обстановка на делтова равнина. Местоположението му се установява в южната част на ДКБ, в зоната над орогенния клин на Източните Балканиди.

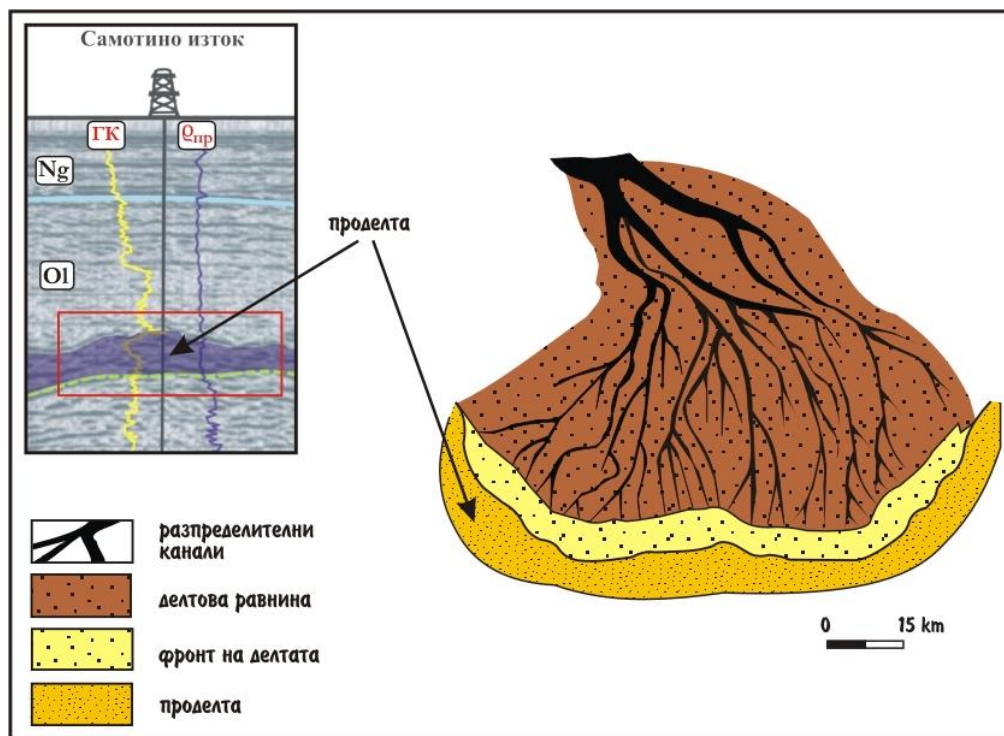
Колектори в миоценската секвенция. В тракта на ниско ниво е разпознато и очертано колекторно тяло, чиято геометрия подсказва развитие на конусна система (Mi.1).

Локализацията му е в депозоната на фордийпа, т.е. в централната и северната част на ДКБ (табл. 1; фиг. 2).

Второто колекторно тяло (Mi.2) е разположено в южната част на басейна и е представено от типични отложения за крайбрежната (литорална) и плитководната (неритична) обстановка на седиментация (табл. 1; фиг. 2).

Заклучение

В средноеоценско-миоценския седиментен разрез на ДКБ са разпознати 4 основни типа колекторни сеизмо- и литофациеси и са отделени общо 9 по-крупни колекторни тела – 7 в средноеоценско-олигоценската и 2 в миоценската секвенция. Получените от интерпретацията резултати дават основание да бъде обобщено, че седиментите, които биха могли да се прогнозират като колектори са развити основно в южната част на ДКБ. Това са плиткоморски шелфови и на врязаните долини теригенни наслаги. В по-дълбоководната част на басейна са проследени и очертани колекторни тела, свързани с развитието на склонови и дълбоководни конуси, за които се смята, че притежават едни от най-добрите колекторни характеристики. Именно с тях в бъдеще трябва да бъде свързано търсенето и проучването на въглеводородни акумулации в морската част на ДКБ.



Фиг. 4. Схема на флувиално доминираща делта (по Fisher et al., 1969, с модификации) и фрагмент от СП В92-16, на който ясно се разпознава колекторното тяло в основата на олигоценската серия (системен тракт на високо ниво)

Литература

- Георгиев, Г., Х. Димитров, Ф. Рейд, Дж. Прингъл, Н. Ботушаров. 2004. Сеизмостратиграфия и 3-Д модел на Долно-Камчийския седиментен басейн (морска част). – В: *Проблеми на нефта и газа. Международна научно-техническа конференция*, Варна, 373 с.
- Димитров, Х., Г. Георгиев. 2005. Литофациален анализ на седиментните секвенции в Долнокамчийския седиментен басейн (акваториална част). – *Год. МГУ*, 47, св. I, *Геология и геофизика*, 47-52.
- Димитров, Х. 2007. Анализ на относителните изменения на морското ниво в Долнокамчийския седиментен басейн (морската част) през средно-късноеоценската и олигоценската епоха. – *Год. МГУ "Св. Иван Рилски"*, 50, св. I, *Геология и геофизика*, 43-48.
- Димитров, Х. 2008. Палеогеографска реконструкция на Долнокамчийския седиментен басейн (морската част) през средно-късноеоценската и олигоценската епоха. – *Год. МГУ "Св. Иван Рилски"*, 51, св. I, *Геология и геофизика*, 28-33.
- Bally, A. W. (Ed.). 1987. *Atlas of Seismic Stratigraphy*. – *AAPG Studies in Geology*, 27, 125 p.
- Georgiev, G. 2004. Geological structure of Western Black Sea region. – *EAGE 66th Conference & Exhibition*, 7-10 June 2004, Paris-France, Extended Abstracts (CD-ROM).
- Fisher, W. L., L. F. Brown, A. T. Scott, J. H. McGowen. 1969. Delta systems in the exploration for oil and gas. – *Bur. Econ. Geol.*, University of Texas, Austin, 78 p.
- Hunt, D., M. Tucker. 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base level fall. – *Sedimentary Geology*, 81, 1-9.
- Jennette D., K. Fouad, T. Wawrzyniec, D. Dunlap, R. Muñoz, J. Rocha. 2003. Slope and basin-floor reservoirs from the Miocene and Pliocene of the Veracruz Basin, southeastern Mexico. – *Marine and Petroleum Geology*, 20, 587-600.
- Miall, A. D. 1996. *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Springer, Berlin, 433 p.
- Mutti, E., W. R. Normark. 1987. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. – In: Leggett, J. K., G. G. Zuffa (Eds.). *Marine Clastic Sedimentology: Concepts and Case Studies*. Graham and Troutman, London, 1-38.
- Sloss, L. L. 1963. Sequence in the cratonic interior of North America. – *Geological Society of America Bulletin*, 74, 93-114.
- Vail, P. R., R. M. Mitchum, S. III Thompson. 1977. Relative changes of sea level from coastal onlap. – In: *Seismic stratigraphy – application to hydrocarbon exploration* (Ed. C.E. Payton). *AAPG Memoir*, 26, 63-81.
- Vail, P. R., F. Audemard, S. A. Bowman, P. N. Eisner, C. Perez-Cruz. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology an overview. – In: Einsele, G., W. Ricken, A. Seilacher (Eds.). *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer, Berlin, 617-659.
- Van Wagoner J. C., H. W. Posamentier. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. – *SEPM*, 42, *Sea-level Changes: an Integrated Approach*, Tulsa, Oklahoma, USA, 39-46.
- Walker, R. G., E. Mutti. 1973. Turbidite facies and facies associations. – *SEPM Pacific Section Shortcourse*, 4, 119-157.

ДИСТАНЦИОННО ИЗСЛЕДВАНЕ НА ЗАСОЛЕНИ ПОЧВИ

Румяна Кънчева, Деница Борисова

ИКИТ-БАН, 1113 София; rumik@abv.bg

РЕЗЮМЕ. Почвената покривка несъмнено заема едно от първостепенните места при дистанционните изследвания. Сред причините са необходимостта както от детайлизация и обновяване на почвените карти, така и от оценка на състоянието на обработваемите земи. От изключително значение е откриването и следенето на процеси, водещи до деградация на почвените ресурси. Един от тях е засоляването, което зависи от редица природни и антропогенни фактори – високи температури, слаб дренаж, повишена минерализация на подпочвените води, усилено напояване и наторяване. Почвеното засоляване е един от основните проблеми, свързани с "износването" и деградацията на почвените ресурси. Засоляването силно се отразява върху плодородието на почвите. Затова от практическа гледна точка е важно да се установи както наличието и разпространението му, така и интензивността на процеса, т.е. да се направи количествена оценка на степента и скоростта на засоляване. Целта на настоящата работа е на базата на експериментален материал да покаже използването на спектрометрични данни за идентификацията на засолен почви и оценка на степента на засоляване. Приложени са различни методи за обработка на многоспектрални данни във видимия и близкия инфрачервен диапазон, получени при наземни и дистанционни изследвания на почви с различно засоляване.

REMOTE SENSING OF SALT-AFFECTED SOILS

Rumiana Kancheva, Denitsa Borisova

Space Research and Technology Institute, Bulgarian Academy of Science, 1113 Sofia; rumik@abv.bg

ABSTRACT. Soil cover is with no doubt among the priorities of remote sensing investigations. The reason is the need for fine-scale detailization and updating of soil maps as well as the state assessment of agricultural lands. The detection and monitoring of degradation processes is of significant importance for soil and crop management planning. Salinization is one of these processes depending on climatic and anthropogenic factors. Soil salinization is becoming an increasing problem, especially in arid and semi-arid regions and wherever irrigation is practiced. It is considered as a serious „soil threat“ to agriculture. Salinity is an ecological factor of considerable importance which imposes the necessity of detection, monitoring and mapping salt-affected soils and also the evaluation of the degree of salinization. Recognition and classification of soil salinity is the first step to combat against salinization. Recent advances in the application of remote sensing technology in monitoring degraded lands, especially salt-affected soils, have shown some success. The objective of this work is to show the implementation of multispectral data acquired in the visible and near infrared bands for the identification of saline soils and to evaluate the utility of saline soils spectra for characterizing soil salinization. Different techniques have been applied for processing spectral data from field-derived and airborne measurements of different classes of saline soils.

Въведение

Прецизно и устойчиво земеделие са понятия, които от концепция доскоро, сега са на път да се превърнат в технология (Pierce, Nowak, 1999; Cowan, 2000). Често ги характеризират като еволюционна стъпка в селското стопанство. Те включват стратегически въпроси, касаещи вида на отглежданите култури, почвените свойства, наторяването, проследяване на вегетационното развитие, прогнозиране на добивите. Освен необходимостта от нарастване на производството обаче, тук стои и въпросът за опазване на природните ресурси. Една от основите, върху която се гради концепцията за прецизно и устойчиво земеделие, са новите информационни възможности, предоставяни от дистанционните средства за наблюдение.

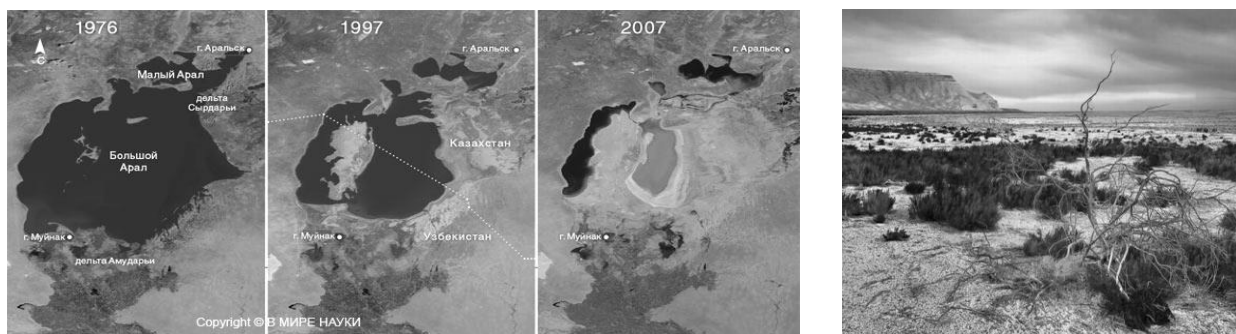
Почвената покривка е особено важен компонент и ресурс на природната среда. Тя отразява взаимовръзките

между останалите компоненти (скали, води, климат, растителност, дейност на човека) и представлява индикатор за екологичното състояние на ландшафта. Прецизното земеделие изисква по-точно характеризиране на почвата и променливите ѝ свойства, като оценката на състоянието на почвата е от значение за следене на почвената деградация и мерките за нейното оздравяване. В този смисъл почвената покривка несъмнено заема едно от първостепенните места при дистанционните изследвания (Manchanda et al., 2002; Anderson, Kuhn, 2008; Gomez et al., 2008; Meléndez-Pastor et al., 2008; Anderson, Croft, 2009). Сред причините за това са необходимостта както от детайлизация и обновяване на почвените карти, така и от оценка на състоянието на обработваемите земи. От изключителна важност е откриването и следенето на процеси, водещи до деградация на почвените ресурси. Един от тях е засоляването, което зависи от редица природни и антропогенни фактори – високи температури, слаб дренаж,

повишена минерализация на подпочвените води, усилено напояване и наторяване. Почвеното засоляване е един от основните проблеми, свързани с "износването" на почвените ресурси и се счита за сериозна заплаха за земеделието, отразявайки се силно върху плодородието на почвите. Затова от практическа гледна точка е важно да се установи както наличието и разпространението му, така и интензивността на процеса, т.е. да се направи количествена оценка на степента и скоростта на засоляване.

Множество работи са посветени на използването на различни данни от дистанционните изследвания за характеристика на засолените земи (Metternicht, Zinck, 1996; Wim et al., 2000; Dehaan, Taylor, 2002; Fouad, 2003; Metternicht, Zinck, 2003; Dutkiewicz et al., 2004; Schmid et al., 2005; Leone et al., 2007; Schmid et al., 2009; Meléndez-

Pastor et al., 2010), като отбелязваните трудности се състоят в сложността, взаимосвързаните фактори и динамичността на този процес, зависещ от климатичните условия, свойствата на почвите и аграрната дейност. Ярък пример за сериозния екологичен проблем, какъвто е засоляването на почвите, особено когато е в резултат на човешка дейност, е изчезването на големия воден басейн на Аралско море (<http://www.sciam.ru/2008/7/ecology.shtml>) и появата на огромни площи със засолените почви (фиг.1). Освен непригодността им за използване за стопански цели, те се явяват и замърсители на околните пространства. Според световната статистика засоляването засяга близо 10% от почвените ресурси и 50% от напояваните земи в света. В България засоляването съпътства най-плодородните почви, използвани за интензивно земеделие (Сливенски, Бургаски, Пловдивски и Великотърновски региони).



Фиг. 1. Постепенното изчезване на Аралско море и появата на големи площи със засолените почви

При дистанционните изследвания за оценка на засолеността на почвата често се използват растителни индикатори поради различната толерантност на различни растителни видове към почвеното засоляване (Dehaan, Taylor, 2002). Докато при слабо засолените почви индикатор е инхибираният растеж, при по-силно засолените това е наличието на халофити. Използването на такива вторични индикатори за мониторинг и картиране на засолените площи дава в някои случаи добри резултати, но е ограничен при средно и слабо засоляване, където толерантните култури виреят сравнително добре. Обикновено се правят опити да се различат солево-толерантни и солево-чувствителни растителни видове на базата на многоспектрални измервания. В други работи за откриване и характеризиране на засолените почви по данни от дистанционни изследвания се използват емпирични зависимости между спектралните характеристики и полеовото измерване на електропроводимостта на почвата, свързана със степента на засоленост (Dehaan, Taylor, 2002; Dutkiewicz et al., 2004). В редица публикации се отбелязва възможността за различаване по дистанционни данни на силно засолените от незасолените почви, като не се разграничава слабо и умерено засоляване (Metternicht, Zinck, 1996; Fouad, 2003). Заслужава внимание потенциалът за използването на синергични измервания в различни спектрални диапазони – видим, инфрачервен, топлинен, микровълнов (Wim et al., 2000).

Целта на настоящата работа е да изследва връзката между спектралните отражателни характеристики и засолеността на различни почви и на базата на

експериментален материал да покаже използването на спектрометрични данни във видимия и близкия инфрачервен диапазон за идентификацията на засолените почви и оценка на степента на засоляване.

Материали и методи

Подобно на приведените по-горе примери, засоляване с различна степен се наблюдава в околностите и по-обширни райони на други солени езера, като например езерото Аджиноур на територията на Азербайджан (фиг.2), където са проведени голяма част от използваните в настоящата работа изследвания. Засоляването там в зависимост от вида на солончака варира от 6-7 до 15-20 %. В работата са използвани също спектрометрични данни от по-слабо засолените почви (до 1-2 %) във Виетнам (върху древна морска платформа), Монголия (естествен солонец, ливаден содов солончак) и България, Белозем (ливаден солонец, солончак-солонец). Извършеният анализ се отнася за гола почва. Приложени са различни методи за обработка на многоспектралните данни, получени при наземни и дистанционни изследвания на почви с различно засоляване. Измерванията са извършени с многоканални спектрометрични системи в полеви условия и от борда на авионосители (самолет, въртолет).

При интерпретацията на дистанционни многоспектрални данни и изображения се използват характерни особености в отражателната способност на наблюдаваните обекти. За приложение на данни при мониторинг на засолените почви е необходимо детайлно познаване на спектралните им

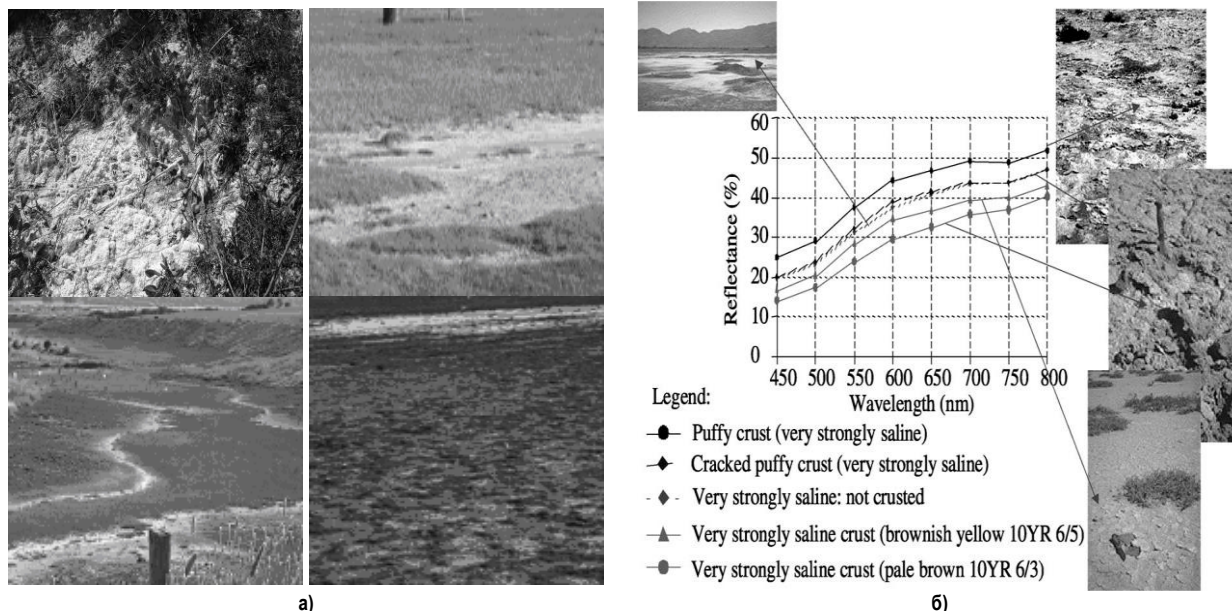


Фиг. 2. Наземно и самолетно спектрометриране на засолені почви в района на езерото Аджиноур, Азербайджан

характеристики като функция от засоляването и други физични и химични почвени свойства. Състоянието на засолените почви е комплексно явление, чиято неоднородност, пространствена и сезонна динамика затруднява изследването им както с конвенционални полеви методи, така и по данни от дистанционни наблюдения. Структурата на повърхностния слой, минералния състав, органичното съдържание, влажността и цветът на засолените почви също са причина за значителни вариации в отражателните им свойства. При анализа на данните са използвани различни дистанционни индикатори, представляващи характерни признаци на отражателната способност на засолените почви като стойности на коефициентите на отражение и техни отношения за различни дължини на вълните, ъгъл на наклона на спектралната отражателна характеристика в различни участъци на разглеждания спектрален диапазон 400-800 нм, представяне в двумерно пространство от приципаци, в което се решава задачата за клъстеризация, множествена регресия и др. В настоящата работа са приведени част от получените резултати.

Резултати и дискусия

Засолените почви проявяват тенденция за акумулиране на солите на повърхността, локална концентрация и депозирането им в светла кора, белезникави солни петна, ивици и кристали (фиг. 3а), което създава спектрални смеси и затруднения при интерпретацията на дистанционните спектрометрични данни. Освен това те се различават значително по структура от гладка до по-груба, както и по цвят от бяло до тъмно. За цвета роля играе и хумусното съдържание, което може да е по-високо при солонците например и алкалните засолені почви, и води до значителни вариации на отражението. Отбелязва се например, че намаляването на две цветови единици от каталога на Мунсел причинява намаляване на почвеното отражение в целия диапазон.

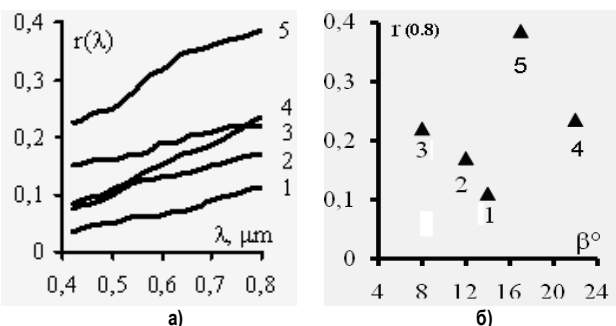


Фиг. 3. Солончак с различна проява на засоляването на повърхността (а): солна кора, петна, ивици, тъмен алкален; спектрални отражателни характеристики на силно засолені почви с различна структура и цвят на повърхностния слой (б)

Това се илюстрира от фигура 3б (Metternicht, Zinck, 2003), представяща спектралните отражателни характеристики на силно засолені почви с различна повърхностна структура и цвят, подобно на фигура 3а.

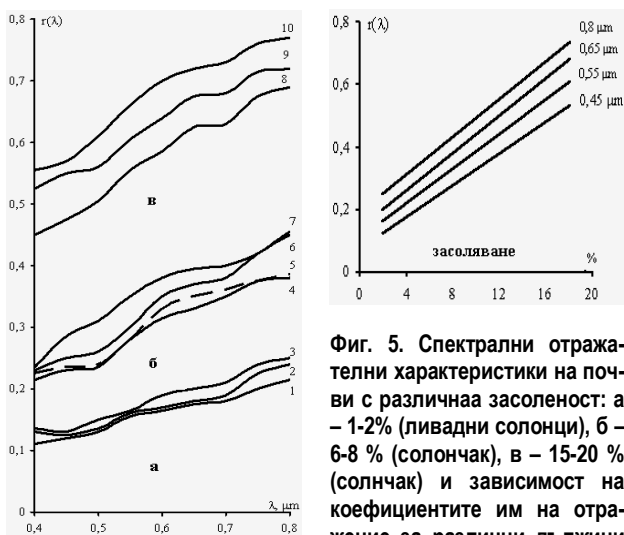
Като цяло всички почви се характеризират с нарастване на отражателната способност в диапазона от 0.4 до 0.8 μm . На фигура 4а са показани измерените спектрални характеристики на няколко почвени типа. Различията в коефициентите на отражение и градиента на

спектралните криви служат като опознавателен признак. Засолените почви (4, 5) се отличават с повишена яркост в тази част на спектъра и по-голям наклон. По тези два признака те добре се разделят от незасолените почви, както се вижда и на фигура 3б, където почвите са представени в двумерното пространство на ъгъла на наклона на спектралните криви β° и коефициента на отражение $r(\lambda)$ за дължина на вълната $0.8 \mu\text{m}$.



Фиг. 4. Спектрални отражателни характеристики на различен тип почви (а): 1 – излужен чернозем, 2 – кафява горска, 3 – алувиално-ливадна, 4 – ливаден солонец, 5 – солнчак и разположението им в двумерното пространство на ъгъла на наклона на кривата и коефициента на отражение за дължина на вълната $0.8 \mu\text{m}$ (б)

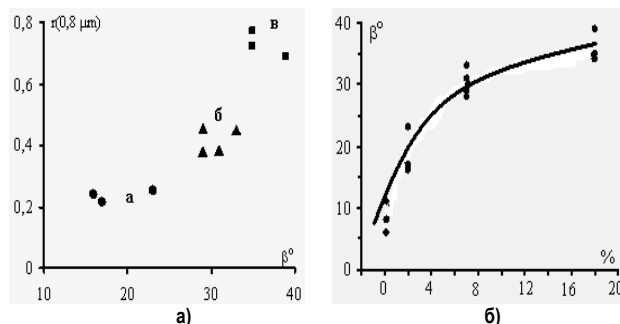
Казаното се допълва от фигура 5, на която са показани спектралните характеристики на почви с различно засоляване. Спектрометричните данни са от наземни измервания, а пунктирната линия е по въртолетни данни. В зависимост от коефициентите на отражение тези почви различимо са групирани по степен на засоленост в слабо (а), средно (б) и силно (в) засолените. Построена е също зависимостта на коефициентите на отражение за различни дължини на вълните от процентното съдържание на соли.



Фиг. 5. Спектрални отражателни характеристики на почви с различна засоленост: а – 1-2% (ливадни солонци), б – 6-8 % (солончак), в – 15-20 % (солнчак) и зависимост на коефициентите им на отражение за различни дължини на вълните от степента на засоленост

Освен със стойностите на спектралните коефициенти на отражение засолените почви сме характеризирали и с ъгъла на наклона на апроксимиращата права в диапазона $0.44-0.66 \mu\text{m}$ (както и в други спектрални участъци и в целия диапазон $0.4-0.8 \mu\text{m}$). На фигура 6а изчислените му

стойности и коефициентите на отражение за дължина на вълната $0.8 \mu\text{m}$ са представени в двумерното пространство на тези опознавателни признаци. Очевидна е възможността за разделяне на разглежданите почви, които оформят три непресичащи се в случая клъстера. Вижда се, че с увеличаване на съдържанието на соли (от група „а“ към група „в“) отражателната способност на почвите силно се увеличава, както и наклонът на спектралната крива. Разглеждането на почвите в двумерно пространство от опознавателни признаци позволява по-добро разделяне на засолените от незасолените почви в случаите, когато почвите не могат да бъдат различени само по един от тези индикатори.



Фиг. 6. Представяне на засолените почви в двумерното пространство на ъгъла на наклона на спектралната характеристика и коефициента на отражение за дължина на вълната $0.8 \mu\text{m}$ (а); зависимост на ъгъла на наклона от степента на засоленост (б)

На фигура 6б по данни от измерванията е построена зависимостта на ъгъла на наклона на спектралните криви на засолените почви от процентното съдържание на соли. Включени са и незасолените почви от фигура 4. Тенденцията на емпиричната зависимост е очевидна, особено силно изразена при по-засолените почви, но за практическото използването на подобни зависимости като опознавателен признак на почвеното засоляване са необходими множество допълнителни измервания, най-вече на почви с по-слабо засоляване.

Литература

- Anderson, K., H. Croft. 2009. Remote sensing of soil surface properties. – *Progress in Physical Geography*, 33, 4, 457-473.
- Anderson, K., N. Kuhn. 2008. Variations in soil structure and reflectance during a controlled crusting experiment. – *International Journal of Remote Sensing*, 29, 3457-3475.
- Cowan, Tadlock, 2000. Precision Agriculture and Site-Specific Management: Current Status and Emerging Policy Issues. – *CRS Report: RL30630*.
- Dehaan, R. L., G. R. Taylor. 2002. Field-derived spectra of salinized soils and vegetation as indicators of irrigation-induced soil salinization. – *Remote Sensing of Environment*, 80, 406-417
- Dutkiewicz, A., M. Lewisa, B. Ostendorf. 2004. Mapping surface symptoms of dryland salinity with hyperspectral imagery. – *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 34, XXX.

- Gomez, C., R. A. V. Rossel, A. B. McBratney, 2008. Soil organic carbon prediction by hyperspectral remote sensing and field VIS-NIR spectroscopy: an Australian case study. – *Geoderma*, 146, 403-411.
- <http://www.sciam.ru/2008/7/ecology.shtml>
- Leone, A. P., M. Menenti, A. Buondonno, A. Letizia, C. Maffei, G. Sorrentino, 2007. Field experiment on spectrometry of crop response to soil salinity. – *Agricultural Water Management*, 89, 39-48.
- Al-Khaier, F. 2003. Soil salinity detection using satellite remote sensing. <http://www.docstoc.com/docs/49814022/Soil-Salinity-Detection-Using-Satellite-Remote-Sensing>
- Manchanda, M.L., M. Kudrat and A.K. Tiwarl, 2002. Soil survey and mapping using remote sensing. – *Tropical Ecology*, 43, 1, 61-74.
- Meléndez-Pastor, I., J. Navarro-Pedreño, I. Gómez, M. Koch. 2008. Identifying optimal spectral bands to assess soil properties with VNIR radiometry in semi-arid soils. – *Geoderma*, 147, 3-4, 126-132
- Meléndez-Pastor, I., J. Navarro-Pedreño, M. Koch, I. Gómez. 2010. Applying imaging spectroscopy techniques to map saline soils with ASTER images. – *Geoderma*, 158, 1-2, 55-65.
- Metternicht, G. I., J. A. Zinck. 1996. Modelling salinity-alkalinity classes for mapping salt-affected topsoils in the semiarid valleys of Cochabamba (Bolivia). – *ITC Journal*, 2, 125-135.
- Metternicht, G. I., J. A. Zinck. 2003. Remote sensing of soil salinity: potentials and constraints. – *Remote Sensing of Environment*, 85, 1-20.
- Pierce, F. J., P. Nowakp. 1999. Aspects of precision agriculture. – *Advances in Agronomy*, 67, 1-85.
- Schmid, T., J. Gumuzzio, M. Koch, I. Medel. 2005. Field and imaging spectroscopy to determine soil degradation stages in semi-arid terrestrial ecosystems. – *Proceedings of the 4th EARSeL Workshop on Imaging Spectroscopy, Warsaw, Poland, 27-29 April, 2005*.
- Schmid, T., M. Koch, J. Gumuzzio. 2009. Application of hyperspectral imagery to map soil salinity. In: *Remote Sensing of Soil Salinization: Impact and Land Management*, Chapter 7: 113-139.
- Wim, G. M., D. Molden, I. Makin. 2000. Remote sensing for irrigated agriculture: examples from research and possible applications. – *Agricultural Water Management*, 46, 137-155.

РАЗПРЕДЕЛЕНИЕ НА БИОМАРКЕРИ В ДОЛНОЮРСКИ ВЪГЛИЩНИ ПРОСЛОЙКИ ОТ СЕЛАНОВСКА ПЛОЩ

Надка Пеева

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; npеева2012@yahoo.com

РЕЗЮМЕ. Сред долноюрските седименти в Селановска площ се срещат издържани тънки пластове от типични въглища, нечисти въглища, въглищни аргилити до аргилити с редки включения от растителни останки. Стандартни геохимични изследвания са проведени на 5 броя въглищни проби от 5 сондажа. Осъществена е екстракция в апарат Сокслет. За екстрахиращ агент е ползван хлороформ, а след това и смес етанол:бензен. Биомаркери, n- и изо-алкани са определени във всички получени екстракти (ЕОМ) и са изчислени съответните коефициенти. Висши биомаркери са определяни в два екстракта. Установено е присъствие на наситени трициклични терпени (прегнан, андростан и техни производни) стерани. Въз основа на установеното разпределение на биомаркерните въглеводороди се прави допускане, че в площта е имало обилна водна растителност и се е развивал езерно-блатен фациес, с периодично повишаване солеността на водата.

BIOMARKER DISTRIBUTION IN LOW JURASSIC COAL SEAMS FROM SELANOVTSY AREA

Надка Пеева

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; npеева2012@yahoo.com

ABSTRACT. The geochemical composition of Low Jurassic coal seams from Selanovtsy area (Northern Bulgaria) are investigated. The seams include pure coal, coals argillite and argillites contain plant relic.

Five core samples from five wells are Soxlet-extracted using chloroform as solvent. Second extraction is realized by mixture ethanol:benzene. Every EOM is separated into five fractions. The fractions are analyzed by chromatography, GC and GC-MS. Quantity n- and i-alkanes are established and calculated ordinary coefficients. The high biomarkers are presented by D-homoandrostane, pregnan, lanostan, holestane, trace of some other steranes and significant present of gammacerane. Values of biomarkers coefficients show high input of water plants, traces of high land plant and brackish water. These characteristics suggest not fresh water lacustrine-peat environments with periodical drying and far away from coastal line.

Въведение

През ранноюрската епоха изследваният район, който е част от Мизийската платформа в Северозападна България (фиг.1), преминава през различни локални палеогеографски условия, което води до промяна в условията на седиментация (Сапунов и др.,1988). Селановска площ е разположена в североизточния край на западната част от Мизийската платформа. Тук са отбелязани и прекъсвания поради размив и/или неотлагане. Това се отразява в литологията на седиментните скали, представени предимно от разнородни пясъчници, аргилити и алевролити, които са в различни отношения в различните литостратиграфски единици. Районът е сравнително добре изучен чрез дълбоки сондажи поради масовите, различни по мащаби нефтопроявления. Пълен долноюрски разрез в района има само в сондаж Р-32 Селановци (Дончева и др.,1990).

Сред пясъчниците присъстват и въглищни прослойки, с дебелина от няколко сантиметра до няколко метра, като

броя им варира в различните формации и сондажи (Дончева и др.,1990). Въглеността е най-добре представена в седименти с възраст хетанж-синемур (Бачищенска свита), а в другите етажи е по-слабо изразена. Наличието на въглищни прослойки подсказва за периодично заблацияване на района (Сапунов и др.,1987). В изследваната площ присъстват както типични въглища, така също нечисти въглища, въглищни аргилити и прослойки с включения от фитокласти (Вълчева и др., 2005). Това определено навежда на мисъл за *различни*:

- палеоботанически общности, т.е. състав на изходния органичен материал;
- условия на отлагане и следващи ранни етапи на въглефикация на органичните останки;

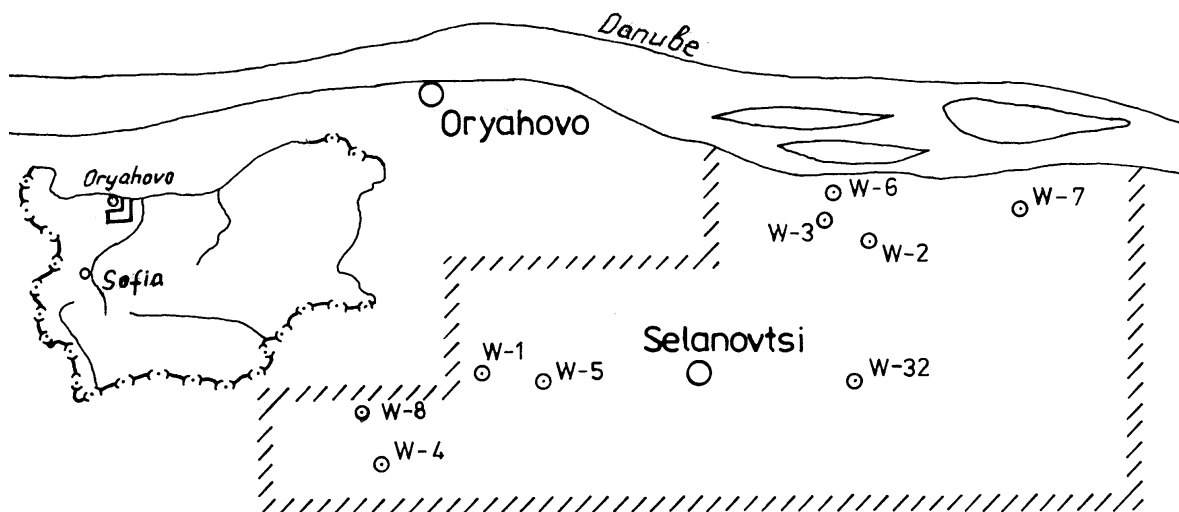
В настоящата работа, чрез детайлно геохимично изучаване на въглищни проби от района, се цели да бъдат установени различията по време на отделните заблациявания през ранноюрската епоха.

Материал и методика

Материал

Изучената площ от север граничи с р. Дунав, на изток с Островска площ, а на юг с Галовска и Бърдарогеранска площи. Изучените въглищни проби са от прослойки в сондажи Р-2, Р-4 и Р-32 Селановци (фиг.1 и табл.1).

Мацералният им състав е представен в работата на Вълчева и др., (2005). Отражателната способност на витринита, е в интервала 0,6 до 1,2 (Вълчева и др., 1993). Пробата от Р-4 Остров, макар и от съседната източна площ, попада в същото въглено поле. Пробата от Р-20 Бърдарски Геран е разположена на юг от Селановска площ, но е в същия интервал на въглефикация.



Фиг. Error! No text of specified style in document. 1. Разположение на сондажите в изучавания район

Таблица 1. Изучени проби

N	Сондаж	Дълбочина, м	Литология	R°, %
1	Р-4 Селановци	3454,6 – 3455,2	въглища	0,72
2	Р-32 Селановци	3785,4	въглища	0,58
3	Р-2 Селановци	2916,0 – 2918,5	Въглищни аргилити	0,56
4	Р-4 Остров	3756,1	въглища	0,78
5	Р-20 Бърдарски Геран	3464,5	въглища	0,86

Erba Vega 6000, за да се определят нормалните и изопреноидни алкани. Условията са: капилярна колона с OV-1; 15 m x 0.25 mm; газ-носител – H₂; ПИД; програмирана температура от 100° (задържана 3 мин) до 280°C с градиент 5°C/мин. Две от наситените фракции са изучени и чрез газова хроматография-масспектрометрия, за определяне на висши биомаркери. ГХ-МС се прави на апарат Fisons Instruments MD800. Условията са: капилярна колона SE-54; 15 m x 0.25 mm; квадруплен масс детектор – 70 eV; програмирана температура от 60° до 240°C с градиент 5°C/мин.

Методи на изследване

Използвана е стандартна схема за провеждане на органични геохимични изследвания. Въглищните проби се стриват и се екстрахират в апарат Сокслет с хлороформ. Полученият екстрахиран органичен материал се бележи ЕОМ_{хл}. След изсушаване на пробата, тя се подлага на екстракция със спирт:бензол 1:2. Полученият материал е ЕОМ_{сб}. Двата ЕОМ се изследват по един и същи начин. Асфалтовите компоненти се отстраняват чрез пресичане с петролев етер. Деасфалтизираният ЕОМ се подлага на елуентна колонна хроматография върху неутрален Al₂O₃ (Brockman II). Получават се четири фракции: наситена (Н), метано-нафтенова (М-Н), Бензолни смоли (Б См) и Спиртобензолни смоли. Наситената фракция се подлага на капилярна газо-течна хроматография (КГХ) на апарат Carlo

Резултати и дискусия

Екстрахируем органичен материал (ЕОМ)

Количеството ЕОМ се движи в интервала 0,17 – 7,90% за хлороформените екстракти и 0,06 – 1,40% за спиртобензолните (табл. 2). Във всички изследвани проби количествата на извлеченият със СБ органичен материал са по-ниски от хлороформените, като и едните и другите са в обичайните граници за екстракти от въглища с такава степен на въглефикация.

Атомното отношение $H_{ат}/C_{ат}$ за всички екстракти, независимо от типа е около 1, а съдържанието на хетеро елементи е в интервала 15,0 – 21,0%, което е твърде ниско за хумусни въглища среден ранг.

Таблица 2. Количество и състав на ЕОМ

N	Проба	тип	Количество, %от изх.проба	Елементен състав на ЕОМ			Групов състав на ЕОМ		
				C, %	H, %	N+S+O, %	Масла, %	Смоли, %	Асфалтени, %
1	P-4 Селановци	ЕОМ _{хл}	3,0685	78,1	6,7	15,2	20,06	22,14	57,80
		ЕОМ _{сб}	0,8304	76,1	8,5	15,4	21,81	14,83	41,38
2	P-32 Селановци	ЕОМ _{хл}	7,9000	-	-	-	3,61	32,68	63,71
		ЕОМ _{сб}	0,8490	-	-	-	6,13	19,55	74,32
3	P-2 Селановци	ЕОМ _{хл}	0,1720	-	-	-	37,43	36,43	26,14
		ЕОМ _{сб}	0,0600	-	-	-	16,11	61,78	22,11
4	P-4 Остров	ЕОМ _{хл}	5,8887	76,3	5,9	17,8	13,62	29,52	56,86
		ЕОМ _{сб}	1,4038	73,2	5,6	21,2	12,02	30,57	60,60
5	P-4 Бърдарски Геран	ЕОМ _{хл}	3,3228	75,1	6,2	18,7	20,56	21,30	58,14
		ЕОМ _{сб}	1,1480	75,6	5,7	18,7	10,03	23,92	66,05

Груповият състав на екстрактите от всички проби се характеризира с преобладаване на асфалтенови компоненти, следвани от смолите. Най-ниско е съдържанието на масла, т.е. въглеводороди (наситена + М-Н фракции). Количеството на маслата в ЕОМ_{хл} е около два пъти по-високо от количеството им в ЕОМ_{сб} за въглищата от P-20 Бърдарски Геран и въглищните аргилити от P-2 Селановци (табл. 2). Въглищните аргилити обаче, съдържат чувствително по-големи количества наситени въглеводороди (≈ 4 пъти) отколкото цикло- и моноароматни въглеводороди и в двата екстракта. Двата ЕОМ от P-20 Бърдарски Геран се характеризират с обратна зависимост. Дяловете на маслата в двата типа ЕОМ са равни за въглищата от P-4 Селановци и P-4 Остров.

Н- и изо-алкани

Всички изследвани чрез КГХ наситени фракции показват присъствие на н-алкани в интервала C₁₂ до C₃₁. В някои от пробите се забелязват следи от хомолози с по-голям брой въглеродни атоми (C₃₂ до C₃₄). Отношения $\sum \text{Нч} / \sum \text{Ч}$ ($\sum \text{Нечетни} / \sum \text{Четни}$) за целия интервал във всички проби леко превишават единица (табл.3). Това е нормално като се вземе предвид степента на въглефикация на образците. Делът на въглеводородите съдържащи по-малко от 21 броя въглеродни атоми е чувствително по-малък от тези с по-голям брой въглеродни атоми. Техният произход се свързва предимно с водорасли и микроорганизми, което обяснява традиционно ниското им съдържание в хумусни въглища. Изключение са н-алкани в хлороформения екстракт от P-20 Бърдарски Геран, където късоверижните превишават хомолозите с по-дълга верига. При това максимумът също е в тази област (C₁₃). Отчитайки разликата в разпределението с н-алканите в ЕОМ_{сб} може да се допусне присъствие на миграционни, задържани от въглищната прослойка, въглеводороди. Това се подкрепя от факта, че от долноюрските пясъчници в Бърдарогеранска площ има притоци на нефт.

Относително по-големият дял на въглеводороди съдържащи повече от 21 броя въглеродни атоми в изследваните въглища се дължи на съединения от средната област. Количеството на индивидуалните алкани в тази област плавно нараства, за да достигнат максимум при C₂₄ – C₂₆, след което доста бързо спадат (фиг.2б). Това се отнася за всички изследвани наситени фракции, с изключение на

фракцията в ЕОМ_{хл} от P-20 Бърдарски Геран. Според много автори, източник на въглеводороди C₂₁ – C₂₆ са различни водни растения (Cranwell, 1977; Fricken et al., 2000), като не бива да се изключва и присъствие на по-висши водорасли в изходната биомаса. За развитието на обилна водна растителност много допринася плитководния басейн със застоен режим на водите съществувал на тази територия през хетанжа (Сапунов и др., 1988).

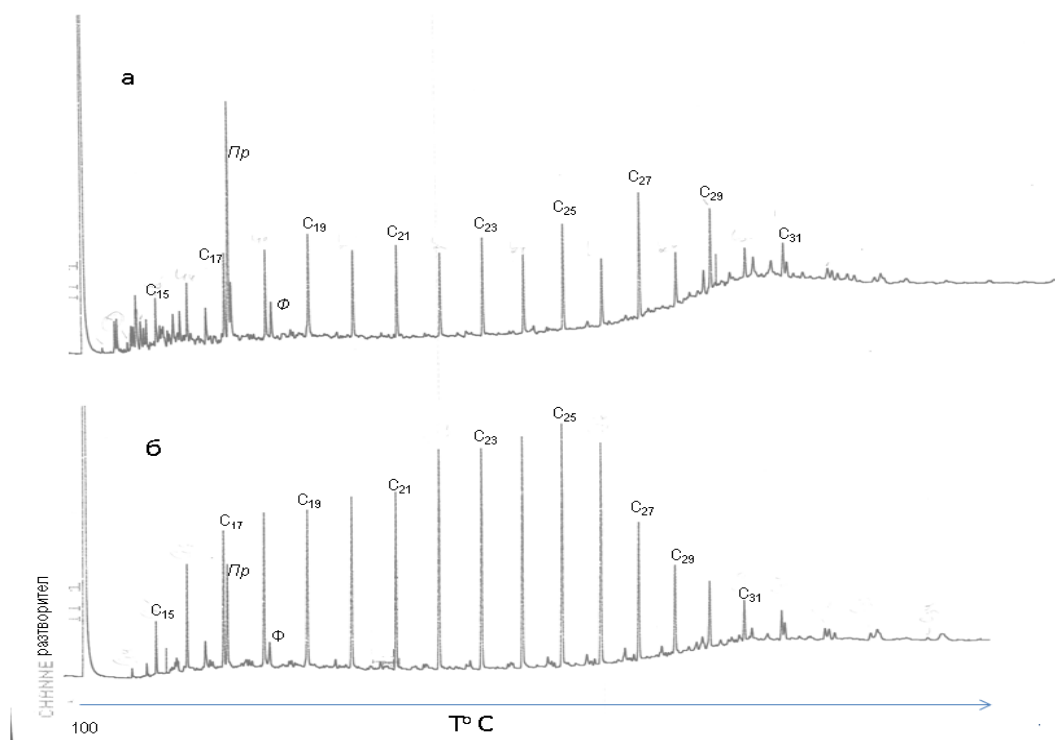
Количествата дълговерижните алкани C₂₇-C₃₂ обикновено се свързват с присъствието на сухоземна растителност в изходната отложена биомаса (Zdravkov et al., 2011). Делът на треви, мъхове и лишеи се характеризира с максимум в разпределението на н-алкани при C₃₁, а дървета съответно при C₂₇ и C₂₉, като CPI >1 (Bray, Evans, 1961). В изследваните въглища няма проба с максимум при C₃₁, а единствено въглищните аргилити от P-2 Селановци се характеризират с максимум при C₂₇ и CPI $\approx$ 2 (фиг.2; табл.3).

Регулярните изо-алкани Пристан (iC₁₉) и Фитан (iC₂₀), както и хомолозите с 16 и 18 броя въглеродни атоми се определят чрез КГХ едновременно с н-алкани (фиг.2; Петров, 1984; Шляхов, 1984). Пристанът и фитанът са обект на множество изследвания от руски и западни автори във връзка със седиментационните условия и доминиращия тип изходна биомаса (Петров, 1984). Те може да са много информативни, но с тях трябва да се работи много внимателно (Zdravkov et al., 2011). При изследване на проби с еднаква степен на въглефикация, се приема че Пр преобладава когато условията по време на седиментация са били предимно окислителни. Много високи стойности на отношението, над 4-5, най-вероятно са индикатор на силно окислителни условия. При изучаване на въглищни прослойки със средно юрска възраст е отбелязано, че отношението Пр/Ф е по-високо в регресивните пачки, сравнено с това отношение в образувания при трансгресия въглищни прослойки (Petersen et al., 1996). От изследваните проби, в ЕОМ_{хл} се установяват стойности на отношението Пр/Ф >4, като в Бърдарогеранската проба достига до 7,0. Това може да се дължи на локални палеотечения, които са аерирали водите в обособения воден басейн, като са протичали в посока север-юг преминавайки през централната част на днешната Селановска площ и продължаващи на юг. Другото

вероятно обяснение на силно окислителни условия, е понижаване нивото на водата в басейна и дори пресушаване в някой случай.

Чувствително по-високите стойности на отношението $\text{Пр}/\text{н-C}_{17}$ от тези на $\text{Ф}/\text{н-C}_{20}$ (табл.3) за всяка от изслед-

ваните фракции, говори за заблътване и дори торфен фациес. Ниските стойности на $\text{Ф}/\text{н-C}_{20}$ са индикатор за висока диагенетична преобразуваност на фитола в заблътения басейн.



Фиг. 2. Разпределение на н-алкани в наситени фракции от $\text{EOM}_{\text{хл}}$: а – Р-2 Селановци; б – Р-32 Селановци
Пр – пристан; Ф – фитан

Таблица 3. Коефициенти на база разпределението на н- и изо-алкани

N	Проба	тип	Н-алкани			Изо-алкани		
			$\text{Нч}/\text{Ч}$	$\sum \text{Нч}/\text{Ч} (\text{C}_{22}-\text{C}_n)$	CPI	$i\text{C}_{19}/\text{n-C}_{17}$	$i\text{C}_{20}/\text{n-C}_{18}$	$i\text{C}_{19}/i\text{C}_{20}$
1	Р-4 Селановци	$\text{EOM}_{\text{хл}}$	0,96	0,85	1,01	2,67	0,38	4,80
		$\text{EOM}_{\text{сб}}$	0,94	0,83	0,98	0,62	0,50	1,14
2	Р-32 Селановци	$\text{EOM}_{\text{хл}}$	0,98	0,86	1,06	0,74	0,16	4,17
		$\text{EOM}_{\text{сб}}$	0,94	0,80	1,03	0,83	0,19	3,31
3	Р-2 Селановци	$\text{EOM}_{\text{хл}}$	1,39	1,42	1,92	2,71	0,41	6,33
		$\text{EOM}_{\text{сб}}$	1,16	1,11	1,59	1,67	0,80	2,08
5	Р-20 Бърдарски Геран	$\text{EOM}_{\text{хл}}$	1,12	0,90	1,08	1,48	0,23	7,07
		$\text{EOM}_{\text{сб}}$	1,04	0,93	1,06	1,60	0,27	5,33

Нч – нечетни наситени въглеводороди; Ч – четни наситени въглеводороди

Висши биомаркери

Проведените ГХ-МС изследвания на две от наситените фракции в $\text{EOM}_{\text{хл}}$ (Р-4 и Р-32 Селановци) не са количествени и затова не са изчислявани коефициенти. Присъствието на стерани и техни производни са установени по характеристикния им йон m/z 217. Доказано е присъствие на 5 α -холестан (C_{27}) и негови производни, чието присъствие се свързва с участие на морски фито-

планктон в изходната биомаса. Присъстват и другите два стерана C_{29} и C_{28} , което сочи, че сухоземна растителност, както и типично езерна фауна имат своя дял в изходния биоматериал (Waples, Machihara, 1992). Интерес буди присъствието на производни на прегнана (C_{20}) и андростана (C_{19}), които както и стеран C_{28} , обичайно не присъстват в изкопаемите горива. Ланостанът, който също

е идентифициран в пробата от Р-4 Селановци, напоследък се свързва с растителния свят чрез гъби.

Наличието на съединения със скелет на хопан и други пентациклични терпани са проследени чрез характеристичен йон m/z 193. Широкото разпространение на хопана и производните му в живите организми затруднява използването им като индикатори за изходен тип на органичния материал. Присъствието на γ -церан обаче, подсказва повишена соленост на водния басейн. Това добре се корелира с отношението Пр/Ф в изучаваната проба и се подкрепя от присъствието на този терпан в ЕОМ_{хл} от долноюрски скали в тази площ (Пеева, 1997).

Заклучение

В резултат на проведените изследвания са установени разпределенията на нормални и изо-алкани, както и на стерани и тритерпани. Въз основа стойностите на различните коефициенти на тяхна база, може да се направят следните достоверни допускания:

1. В Селановска площ през ранноюрската епоха е съществувал езерно-блатен фациес, с периодично повишаване солеността на водата;
2. В този период се е развила обилна водна растителност.
3. Твърде ниските съдържания на сухоземна изходна биомаса подсказват отдалеченост от бреговата ивица на плиткия воден басейн.
4. В Бърдарогеранска площ възлищната прослойка е адсорбирала миграционни течни въглеводороди.

Литература

Вълчева, В., К. Маркова, В. Велев. 2005. Петроложка характеристика на ранноюрската въгленосна формация в СЗ България. *Сп. БГД 80 години БГД*, с. 172-174.
Дончева, М., Е. Любомиров, Ст. Мичев, П. Митров, Ц. Димитрова, Н. Костова. 1990. Закономерности в разпределението на колекторите в долноюрските теригенни седименти в източната част на Ломската депресия. *Сп. БГД*, 51, 3, 17-27.

Пеева, Н. В. 1997. Приложение на органичната геохимия при търсене и проучване на нефт и газ. *Геология и минерални ресурси*, №1, с. 30-33.

Петров, А. А. 1984. *Углеводороды нефти*. М. Наука. 262 с.
Сапунов, И., П. Чумаченко, П. Митов. 1988. Юрское развитие Северо-Западной Болгарии. *Geologica Balc.*, 18, 1, с. 3-82.

Сапунов, И., П. Чумаченко, П. Митов. 1987. Находка угленосных прослоек среди песчаников Костинской свиты (нижнеюрских отдел) Северо-Западной Болгарии. *Geologica Balc.*, 17, 2, с. 72.

Шляхов, 1984. *Газовая хроматография в органической геохимии*. М. Наука. 243 с.

Bray, E. E., Evans, E. D. 1961. Distribution of n-paraffins as a clue to recognition of source beds. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 22, 2-15.

Cranwell, P. A., 1977. Organic geochemistry of Cam Loch (Sutherland) sediments. *Chemical Geology* 20, 205-221.

Fricken, K. J., Li, B., Swain, D. L., Eglinton, G., 2000. An n-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes. *Organic Geochemistry* 31, 745-749.

Petersen, H. I., P. Rosenberg and J. Andsbjerg. 1996. Organic Geochemistry in Relation to the Depositional Environments of Middle Jurassic Coal Seams, Danish Central Graben, and Implications for Hydrocarbon Generative Potential. *AAPG Bull.*, v. 80, N 1, p. 47-62.

Waples, D., T. Machihara. 1992. Biomarkers for geologists – A practical guide to application of steranes and triterpanes in Petroleum Geology, *AAPG Method in Exploration*, N 9, 91 pp.

Zdravkov, A., A. Bechtel, R. F. Sachsenhofer, J. Kortenski, R. Gratzner. 2011. Vegetation differences and diagenetic changes between two Bulgarian lignite deposits – Insights from coal petrology and biomarker composition. *Organic Geochemistry* v. 42, p. 237-254.

Фондови материали.

Вълчева, С., В. Велев, К. Маркова, Н. Пеева, Г. Стоянова, Ю. Божилова, Р. Петрова. 1993. Въгленосни формации и фази на газонефтообразуването в Мезозоя на Северна България (пространствено разпространение на въгленосни формации и тяхната роля в нефтогазообразователните процеси).

NUMERICAL MODELLING AND GEOLOGICAL INTERPRETATION OF GEOTHERMAL FIELDS IN THE BLACK SEA

Simeon Kostyanov¹, Georgi Trapov¹, Stefan Dimovski¹, Atanas Vassilev², Velislav Stoyanov¹, Evgeni Kostadinov¹

¹ University of Mining and Geology, Sofia

² Institute of Oceanology - BAS, Varna

Abstract: A numerical solution to the thermal conductivity equation was carried out along three profiles; the Varna-Sukhumi profile and two transverse profiles. The purpose of this paper is a more detailed study of the distribution in depth of the thermal field in the light of the latest geological and geophysical data concerning the age and structure of the sedimentary rocks and the Black Sea basement. Specified seismic and tomographic data about the sedimentary formation and the region basement were obtained and employed in order to precise the results obtained from the previous studies. Calculations were carried out along a geological profile using real properties of sedimentary rocks and basement and they have shown that the regional variation of temperature along the Moho plane varies from 420 to 754° C. The heat flow along the same plane varies from 15-20 to 29-41 mW/m². The part of the heat flow that is caused by radiogenic sources amounts to 17-30 mW/m². The modelling results are presented as sections that illustrate the distribution of temperature and heat flow in depth.

ЧИСЛЕНО МОДЕЛИРАНЕ И ГЕОЛОЖКА ИНТЕРПРЕТАЦИЯ НА ГЕОТЕРМАЛНИ ПОЛЕТА В ЧЕРНО МОРЕ

Симеон Костянев¹, Георги Трапов¹, Стефан Димовски¹, Атанас Василев², Велислав Стоянов¹, Евгени Костадинов¹

¹ Минно-Геоложки Университет, София

² Институт по Океанология, БАН, Варна.

РЕЗЮМЕ. Числено решение на уравнението на топлопроводността е извършено за 3 профила: Варна-Сухуми и за два напречни на него. Цел на изследването е по детайлно изучаване разпределението на дълбочинното топлинно поле в светлината на най-новите геолого-геофизични данни за възрастта и строежа на седиментните скали и фундамента на Черно море. Използването на уточнените сеизмо-томографски данни за седиментната формация и фундамента на района позволява да се прецизират резултатите от предшестващите изследвания. Разчетите, проведени с реален геоложки разрез и реални свойства на седиментните скали и фундамента показват, че регионалното изменение на температурата по Мохо повърхнината варира от 420 до 754 °C. Топлинният поток на същата повърхнина се изменя от 15-20 до 29-41 mW/m². Частта на топлинния поток, предизвикана от радиогенни източници достига до 17-30 mW/m². Резултатите от моделирането са представени във вид на разрез, които показват разпределението на температури и топлинния поток в дълбочина.

Introduction

Numerical modelling of geothermal fields is of great significance for the creation of structural models of the Black Sea lithosphere. The main task while modelling the geothermal field is to determine the parameters of the heat source, the thermophysical properties of the rocks, the heat flows and temperatures that best conform to the examined field and to the geological and geophysical data. Solving this problem is a process characterised by a number of peculiarities that are due to the nature of the geothermal field and its anomalies.

The formation of the heat flows at the bottom of the Black Sea is significantly influenced by the following: the radiogenic heat of the crust and the upper mantle; the conditions of heat transfer which depend on the temperature and vary in space and in time; the heat arising from depths that is connected with the global cooling of certain horizons in the tectonosphere. The heat flow measured at the bottom of the Black Sea is a major input parameter in calculating the temperature in depth. Possible flaws in defining this parameter may result in considerable errors in temperature calculations.

The information about the heat flow distribution at the bottom of the Black Sea is of primary importance for the studies on the

structure of the Earth's crust and the lithosphere evolution. This information, combined with data on the depth distribution of thermal conductivity and heat generation, makes it possible to extrapolate the surface values of the heat flow at greater depths. This is achieved through a numerical solution to the thermal conductivity equation taking into account the corresponding boundary conditions.

A considerable number of geothermal measurements have been carried out in the Black Sea. The heat flow has been studied by many scientists and research workers [1 ÷ 14]. So far, more than 750 measurements of heat flow values have been performed in the Black Sea. This allows a better-grounded approach to the analysis of the thermal field and to the interpretation of its heterogeneity. These data help understand the general principles of heat flow distribution, yet they are not sufficient for the detailed characterisation of the separate structures and zones as they were obtained in stations that are located extremely unevenly and relatively scarcely. The majority of stations are concentrated at the western-most sector of the Black Sea and in the central part of the West basin. The East basin has not been explored in detail (Fig.1).

The numerous experimental data on the heat flow density [4,5,6,9,10] show that low heat flows are predominant in most of the aquatory of the Black Sea. This fact has been subject to discussion on a number of occasions, yet no satisfactory uniform explanation has been given so far. Thus, in the central parts of the basin, the heat flow does not exceed 20-40 mW /m². Along the periphery of the basin, within the boundaries of the shelf, though, these values increase. The range of variation widens – from 15-20 to 100-150 mW /m². Some scientists associate these high values with processes in the mantle. Others are prone to attribute them to local reasons that are connected with peculiarities in the structure of the crust, or with specific conditions of the heat transfer and heat exchange within the upper parts of the crust. Studies of recent years have confirmed the general principles of heat flow distribution. At the same time, they point out to considerable variations both of heat flows and of other geothermal parameters that reflect the variety of heat transfer conditions as well as the presence of active physicochemical processes in the upper part of the Earth's crust.

Heat flow is influenced by a large number of factors, mostly by the tectonic activity, by the deposition of sediments, by the conditions of heat exchange with the water medium, by the relief at the bottom of the sea, etc. All of these require a special approach to the processing, analysis and interpretation of the heat flow values, as well as maximum attention and consideration of the geological-geophysical information.

This article presents numerical models of the thermal conductivity equation taking into account the respective boundary conditions for Profiles I, II, III (Fig.1, 2, 3). The

modelling is used for a more detailed study of the thermal field distribution in depth in the light of the latest geological and geophysical data on the age and structure of the Black Sea sedimentary rocks and basement. Specified data are employed in the model: seismic, tomographic, and at the boundaries of the sedimentary formations in the region. This has made it possible to precise the results obtained by previous research workers.

A brief geological and tectonic outline of the Black Sea

The Black Sea depression is one of the deepest depressions in the Alpine-Mediterranean zone. This intracontinental depression is located between two mountain ridges: the Crimea and the Caucasus Mountains to the north and the Pontides to the south. The origin of the Black Sea depression, as well as of the other basins in the Mediterranean zone, is related to the evolution of the Tethys and the Neotethys Oceans, and above all to the final stage of the evolution of the latter. The Black Sea depression is a flat hollow whose sea bottom stretches at 2 km in depth without any relief variations and which covers two large sedimentary basins: a west and an east one (the thickness of the sedimentary rocks in those two is 16-18 km and 10-12 km respectively – see Fig.1). These two depressions are separated by the linear structure of the Central Black Sea Uplift connecting the Upper Crimean to the Pontides structures. A number of uplifts are observed along the periphery of the depression (Fig.1).

The deep geological structure of the Black Sea depression is characterised by the lack of a granite layer in its central part. In the western part of the basin, sediments have precipitated directly onto the basement. The thickness of the Earth's crust in the central part of the depression is 22-28 km. Below the Central Black Sea Uplift, the thickness of the granite layer increases to 5-7 km and the thickness of the Earth's crust – to 30 km.

The formation of the Black Sea region has been significantly influenced by the fault disturbances among which we could outline the deep faults of mantle origin that protrude far beyond the boundaries of the depression and separate large tectonic blocks of the Earth's crust. Along the periphery of the Black Sea depression, a system of faults is traced that is inextricably bound up with the formation and evolution of the depression. Currently, these faults' activity is still preserved which is confirmed by their seismicity, by the structure of the Earth's crust and the sedimentary depositions, by the shape of the sea bed relief, etc.

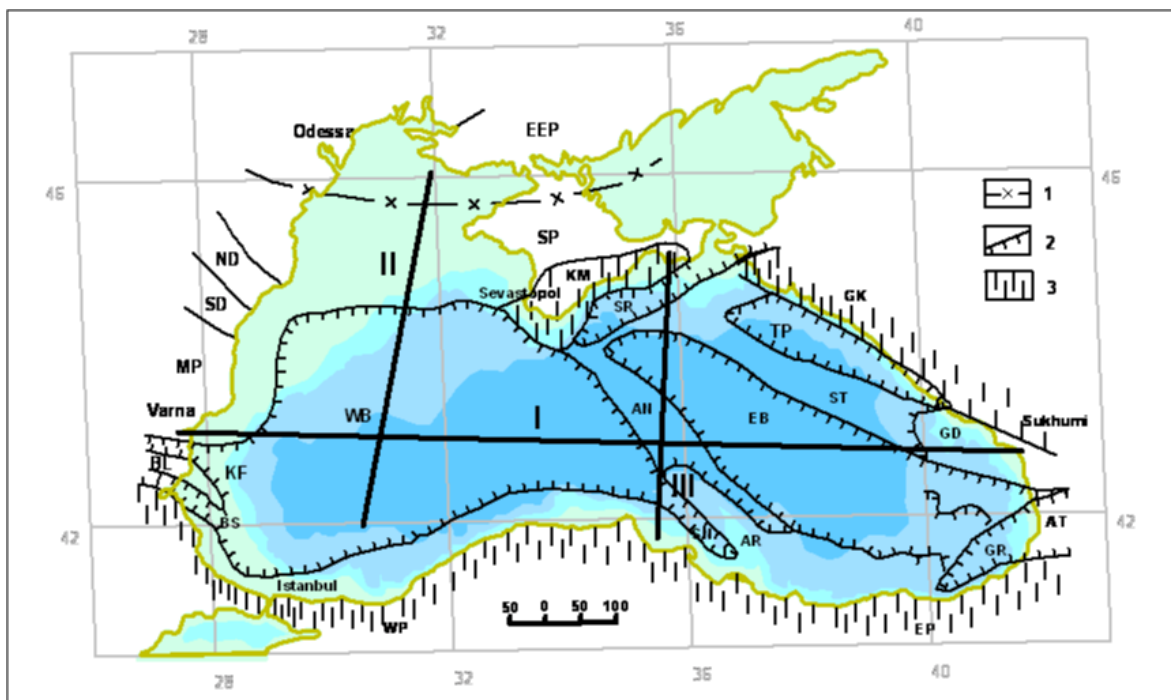


Fig. 1. Scheme of the main geological structure of the Black Sea area: 1 = boundary of the East European Platform; 2 = boundary of the West and East Black Sea basins, uplift and trough; 3 = Alpine folded area; WB, EB = West and East basins; AN, AR, ST = Andrusov (Mid-Black Sea), Arkhangelsky and Shatsky ridges, respectively; KD = Gudauta uplift; SR, TR, GR, SN = Sorokin, Tuapse, Curian, Sinop trough, respectively; KF = Kemchian fore deep; BS = Burgas depression; EEP = East European Platform; SP, MP = Scythian and Moesian plates; ND, SD = North and South Dobrogea; BL = Balkanides; WP, EP = West and East Pontides; AT = Adzaro-Trialet system; GK = Great Caucasus; KM = Crimea Mountains; A-A' = profile Varna-Sukhumi; I, II, III = Geothermal profiles

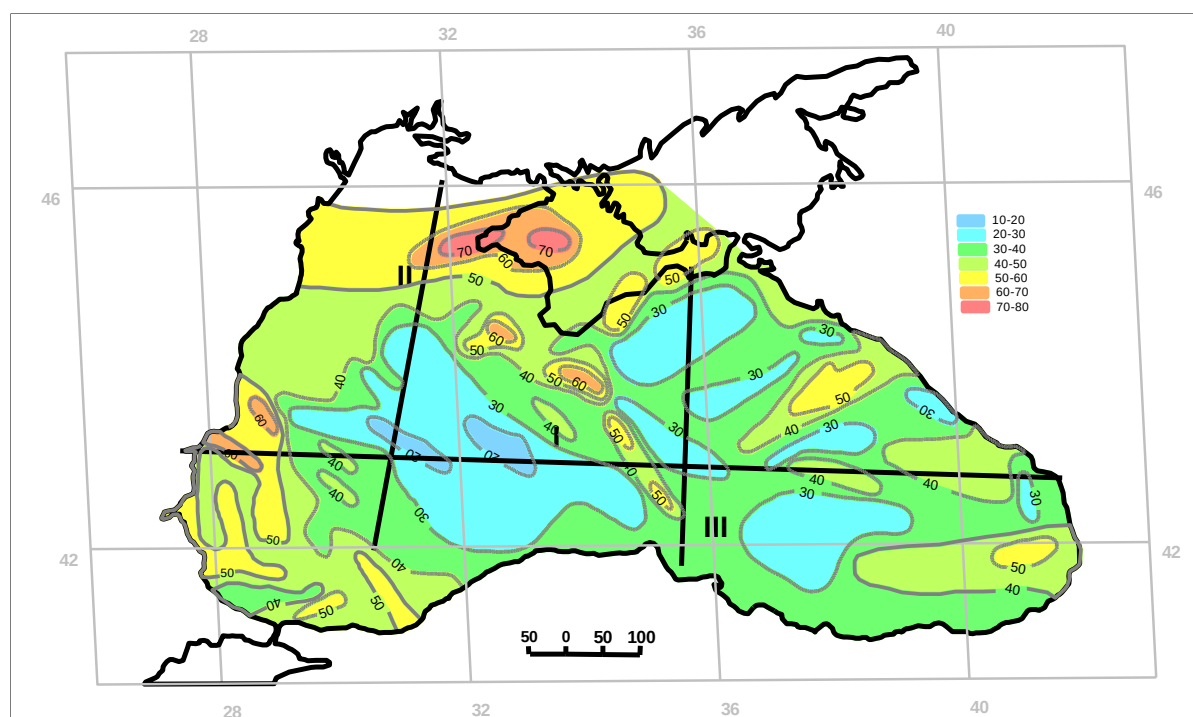


Fig. 2. Map of the measured heat flow in seafloor sediments of the Black Sea (in mW/m^2); I, II, III = Geothermal profiles

It should be noted that despite the active studies of the Black Sea depression through geological and geophysical methods, so far there is no uniform picture of the deep structure and the geodynamics of the Black Sea region.

Characteristics of the Black Sea geothermal field

We are going to present brief characteristics of the geothermal field of the Black Sea basin after some published sources [1-14].

A large number of heat flow measurements have been carried out in the Black Sea – 750 stations. One characteristic feature is that low values of the heat flow predominate (20-40 mW/m^2). The lowest values of the heat flow (less than 25 mW/m^2)

/m²) have been registered in the central parts of the West and East trough where young sediments are with the maximum thickness (Fig.2). Between these troughs there is a zone of increased heat flow values (40-60 mW /m²). This is the zone of the so called Andrusov ridge (Figs.1,2).

The geothermal field in the West Black Sea trough is slightly differentiated. The low heat flow values cover practically the whole area of the trough. A gradual increase of the heat flow is observed in the central part of the trough (20-30 mW /m²), towards the periphery where it reaches relatively high values in the northern and western shelf (50-60 mW /m²). In the western part of the Black Sea trough, the heat flow varies from 35 to 60 mW /m². This structure correlates to the tectonic background which is a proof not just of the spatial but also of the genetic uniformity of the heat anomalies along the coastal zones of the sea and the land.

The area of increased heat flows along the Andrusov ridge consists of several anomalies of different sizes and intensity. The maximum heat flow values (50-60 mW /m²) are registered in the Upper Crimean faults.

In the eastern part of the Black Sea trough, the geothermal field is better differentiated compared to that in the western part. In this region, as well as along the slopes of the Andrusov and Shatsky ridges, a number of high value anomalies are observed that vary within a wide range: from 50 to 100 mW /m².

The factors influencing the heat flow values are numerous. They can mainly be divided into depth factors and surface factors. Of the latter, the most influential is the deposition of seafloor sediments that, as a rule, manifest low levels of thermal conductivity. Particularly influential are the young anthropogenic sediments that are characterised by a fast sedimentation rate. A lot of attempts, based on analytical solutions, have been made to provide a quantitative assessment of the distorting action of sediments on the Black Sea thermal field [12]. The obtained results are essentially non-uniform since it is not possible to theoretically describe the whole complexity of processes during sedimentation. Therefore Kutas et al. [12] attempt to assess the influence of sedimentation in the Black Sea depression taking into account the experimental data on the heat flow and the actual values of the thickness of sediments, their age, and the rate of deposition. The undisturbed heat flow values range from 40 to 50 mW /m². Kutas et al. [18] present a variant of a distribution pattern for the heat flows in the Black Sea depression that takes into consideration the influence of the anthropogenic sediments. The introduced corrections reflect the influence of "sedimentation". They alter the structure and level of the heat flow but its characteristic features remain unchanged.

It should be noted that the distortion of the thermal field at the sea bottom may be caused by temperature variations in the seafloor water layer that are connected with climatic changes and/or disturbances in the hydrodynamic conditions. According to Galushkin et al. [3], in order to explain the present-day low heat flow values in the deep-water basins of the Black Sea, the effect of sedimentation should be added to the low heat flow and to the temperature influence of warm and salty waters that penetrated from the Mediterranean about 7000 years ago. Despite the considerable number of studies, however, the

issue of the nature of the low heat flow in the two Black Sea basins remains open.

In [14] analyses the influence of various processes on the heat flow value in the Black Sea. A conclusion is drawn that the corrections to the flow caused by the irregular relief of the sea bottom do not exceed 8% and the heat flow added by the vertical motion of water that is due to the compaction of the Pliocene-Quaternary depositions is not more than 1 mW /m², since velocity does not go beyond 3x10⁻⁹ cm/c. The movement of water along faults and weakened zones is of greater importance for the Black Sea basin. This is obvious from the large number of shallow volcanoes, gas vent flows that are generally found along the continental slope. The water and gas outlets form dome-shaped structures on the sea bottom that can be located by means of acoustic methods. The heat flows measured in such structures vary from 0 to more than 100 mW /m².

Heat flow disturbances are generated by a number of depth processes altering the heat flow distribution and the conditions of heat exchange. The physical and geological nature of these processes is not always clear. Only through utilizing maximum geological and geophysical information it will be possible to build realistic models of the energy processes and the thermal state of the Earth's crust and the upper mantle.

Numerical models

Kutas, Kobolev, and Tsvyashchenko [18] modelled the Black Sea thermal field along the Varna-Sukhumi profile. Expedition temperature data were used over which corrections for "sedimentation" were entered. To produce a geological section, seismic data obtained by 1996 were used. Gobarenko and Egorova [2] employ local seismic tomography to specify the geological section along the profile, as well as along two more profiles that are transverse to the above (Figs.1, 2).

This paper aims at a more detailed study of the thermal field distribution in depth which is based on the latest geological and geophysical data about the age and the structure of the Earth's crust and the upper mantle [2].

a) A general case of conductive heat transfer.

To determine the thermal field in every point of the heterogeneous space, it is necessary to solve an equation of the type

$$\operatorname{div}[K(x, y, z, T) \operatorname{grad} T(x, y, z, t)] + A(x, y, z) = C(x, y, z) \cdot \rho(x, y, z) \frac{\partial T(x, y, z, t)}{\partial t}, \quad (1)$$

with respect to the initial and boundary conditions that describe the known geological and geophysical information [19-24], where T is the temperature, K is the thermal conductivity factor, C is the specific heat capacity factor, ρ is density, A is the distribution of heat sources.

In the course of the modelling, the problem is divided into two sub-problems: stationary and non-stationary. In cases of heterogeneous thermal conductivity and heat generation, as is the case in the Black Sea depression, these two sub-problems are solved through numerical methods.

b) Stationary numerical model.

To obtain the temperature distribution in the Earth's crust and the upper mantle along the Profiles I, II and III (Figs.1, 2), the boundary problem of the stationary equation of thermal conductivity in a heterogeneous medium is numerically solved

$$\text{div}[K(x, y, z, T)\text{grad } T(x, y, z)] + A(x, y, z) = 0, \quad (2)$$

$$T(x, y, z = 0) = T_0(x, y), \quad (3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial T}{\partial y} = 0, \text{ at } x = 0, \quad x = L, \quad y = 0, \quad y = N \quad (4)$$

$$T(x, y, z = M) - \text{unknown}; \quad k \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=M} - \text{unknown}, \quad (5)$$

where:

$K(x, y, z, T)$ is thermal conductivity, $A(x, y, z)$ is heat generation, $T(x, y, z)$ is temperature, x, y, z are Cartesian co-ordinates, $T_0(x, y)$ is a known value – the temperature measured at the sea bottom, L и N – are the length and width of the studied area, and M stands for the mantle.

Boundary condition (3) requires that the model temperature at the sea floor correspond to the measured temperature; (4) describes the lack of heat exchange through the lateral surfaces; (5) – i.e. the temperature distribution $T_M(x, y)$ or the heat flow $Q_M(x, y)$ at the lower boundary of the area are unknown.

This reverse problem is not correctly set. It does not allow for a correct setting. Nevertheless, a stable quasi-solution of the problem can be obtained by using the observed heat flow distribution at the sea bottom in the capacity of additional information $Q(x, y, z = 0) = Q_0(x, y)$. Besides, it is assumed that the heat flow Q_0 is a sum of two components, Q_R and Q_M , i.e.

$$Q_0 = Q_R + Q_M, \quad (6)$$

where:

Q_R is the flow generated by the radiogenic heat release within the studied region, and Q_M is the flow from the mantle.

The boundary problem (1-5) for the outlined Profiles is solved with an arbitrary distribution of Q_M . The temperature distribution is obtained and hence we can calculate the heat flow Q_C at $z = 0$ (Q_C). We consecutively correct Q_M in

conformity with the difference $(Q_0 - Q_C)$ and solving the problem again (1-5) we could obtain the function $Q_M(x, y)$ with which the difference between the actual and the calculated heat flow will be within the boundaries of the specified accuracy. In principle, Q_M can be obtained to which corresponds the heat flow at $z = 0$ that slightly varies from the actual heat flow Q_0 . To perform this procedure, 3 or 4 iterations are required but their number can be reduced should we take the initial distribution of Q_M from the solution of a one-dimensional problem and following the algorithm described by Moysenko and Smislov [15]. The temperature of the Earth's crust is calculated by solving the boundary problem about a stationary one-dimensional thermal conductivity equation:

$$\frac{d}{dz} \left[K(z) \frac{dT}{dz} \right] = -A(z), \quad (7)$$

$$T(0) = 0; \quad K \frac{dT}{dz} = Q_0, \text{ at } z = 0, \quad (8)$$

where:

T is the temperature at depth z , K is thermal conductivity, A is function of the distribution of radiogenic heat sources, and Q_0 is the density of the heat flow measured at the sea bottom.

The formula that we have based our temperature calculations on by means of software of our own reads as follows:

$$T_i = T_{i-1} + \left(\frac{1}{K_{i-1}} \right) \left[Q_{i-1} - A_{i-1} \left(\frac{h}{2} \right) \right] h, \quad (9)$$

where:

T_i and T_{i-1} are temperatures at the bottom of layers i and $(i-1)$ respectively, K_{i-1} is the thermal conductivity of layer $(i-1)$ at temperature T_{i-1} , Q_{i-1} is the heat flow density of layer $(i-1)$, A_{i-1} is the heat generation in layer $(i-1)$, and h is the layer thickness.

c) Heat conductivity and heat generation.

Among the parameters determining temperature distribution in depth, is the thermal conductivity K . This factor is either set in conformity with the experimental rock data as temperature dependent, or is taken as constant within the layer. Thermal conductivity of non-compacted layers at the sea bottom of the Black Sea ranges from 0,7 to 1,1 W/m.K [18]. Thermal conductivity of the deeper sedimentary layers increases.

Another important parameter is the radioactive heat release factor which is a major source of heat in the Earth's crust. Its value can be measured through the amount of radioactive elements per unit of volume. However, this can be carried out

over specific rock samples only. The distribution of radioactive elements in the deeper layers of the crust can only be evaluated indirectly considering the velocities of seismic waves [20]. The numerical values of rock thermal conductivity and heat generation that are employed in the model are given in Table 1.

Table 1.
Thermal conductivity $K(\text{W/m.K})$, temperature conductivity $a(\text{m}^2/\text{s})$ and heat generation $A(\mu\text{W}/\text{m}^3)$ of the crust in the Black Sea [18].

Layer of the Earth's crust	$K(\text{W/m.K})$	$a(\text{m}^2/\text{s})$	$A(\mu\text{W}/\text{m}^3)$
Quaternary-Miocene	1,0	6,3	1,3
Oligocene-Eocene	1,7	6,1	1,3
Palaeocene	2,2	7,0	1,2
Mesozoic	2,5	8,0	1,0
Granite layer	2,7	10	1,0
Basalt layer	2,4	7,5	0,3
Upper mantle	3,3	11	0,04

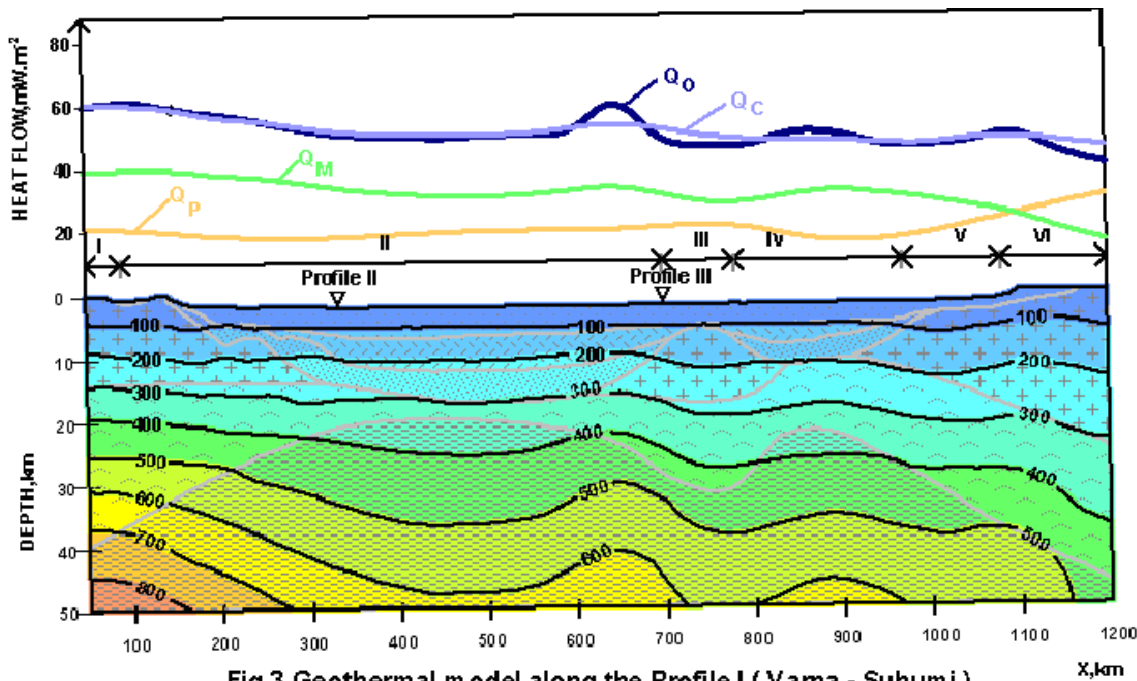


Fig.3 Geothermal model along the Profile I (Vama - Suhumi)

1-Quaternary-Miocene, Oligocene-Eocene, 2-Paleocene, 3-Mesozoic, 4-Granitic, 5-Basaltic, 6-Mantle, 7-Isotherm

Structures: I-Balkanides, II-Western Black Sea depression, III-Central Black Sea dome, IV-Eastern Black Sea depression, V-Shatski dome, VI-Great Caucasus

Q_0 - observed sea bottom heat flow, Q_c - calculated sea bottom heat flow, Q_m - heat flow from the mantle, Q_p - internal heat flow from radiogenic sources

d) Distribution of temperature in depth.

As was pointed out previously, to study temperatures in depth, the inverse problem needs to be solved, i.e. to obtain the heat flow at the lower boundary of the area out of the heat flow at the sea bottom. As heat generation in the mantle is comparatively small, this flow is approximately equal to the heat flow on the Moho surface (Q_m). Usually, we begin at $Q_m = 0$. Further, the values of Q_m are consecutively corrected in conformity with the difference of flows Q_0 and Q_c calculated at the surface of the sea bottom. The objective is to get a concurrence between those flows that ranges from 2 to 5 mW/m^2 , for which purpose several extra iterations are necessary. In order to reduce their number, calculations begin at Q_m , pre-calculated, with the one-dimensional equation of thermal conductivity [15]. The criterion is for the horizontal gradients of Q_m и Q_0 to be comparable. It has proved to be

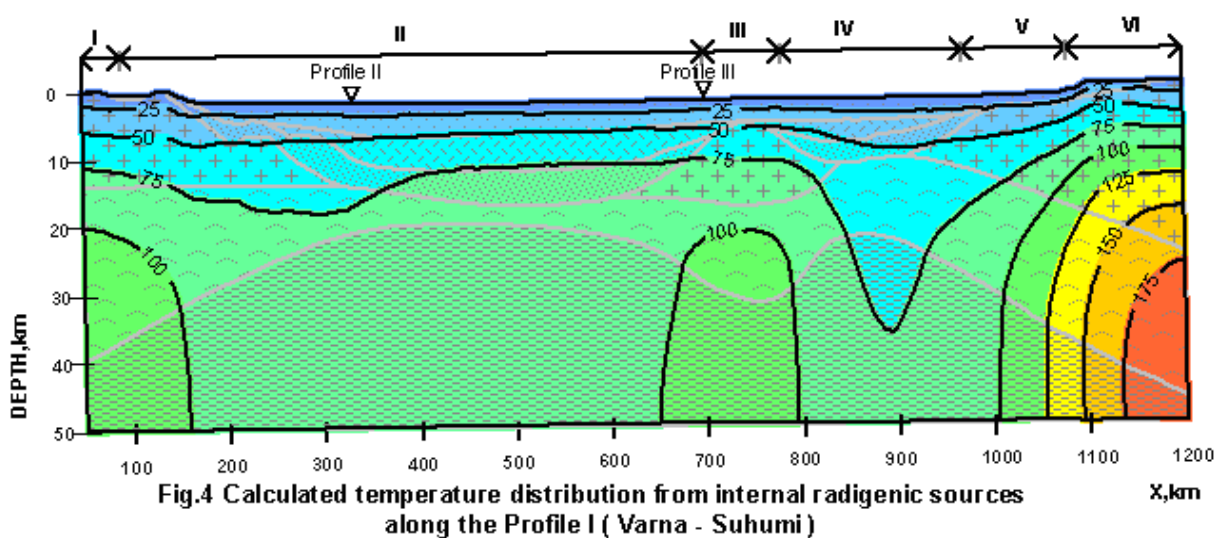
more appropriate to model the heat flow and temperatures that were produced only by the radiogenic heat sources in the Earth's crust with the absence of a heat flow at the lower boundary. Thus, we determine the heat flow value and the temperature distribution from heat sources that are arbitrarily distributed throughout the Earth's crust which is heterogeneous in terms of thermal conductivity. Then we employ the difference ($Q_0 - Q_c$) in place of Q_m .

To solve the boundary problem of the thermal conductivity equation, a calculation scheme was developed based on a regular rectangular grid with a 50-km step along the horizontal axis and a 1-km step along the vertical axis. Calculations were performed employing the software packages Solid Works 2011. The geological cross-sections along the profiles, obtained through seismo-tomographic research work, are borrowed from Gobarenko and Egorova [2]. The calculated depth temperatures were plotted over them and then were presented in Figs. 3, 4, 5, 6 and 7.

Table 2.

Calculated temperatures and heat flows in depth along the Varna-Sukhumi Profile

H	C	Balkanides	West Black Sea depression	Central Black Sea uplift	East Black Sea depression	Shatski dome	Great Caucasus
10	T	207-218	188-207	173-201	156-178	156-179	154-179
	Q	49.9-51.3	40.7-49.1	37.8-43.0	37.5-38.6	36.8-39.5	35.4-36.8
20	T	396-410	338-388	305-352	298-327	298-303	266-303
	Q	44.1-45.6	31.9-44.0	31.0-35.7	32.6-34.3	27.1-32.6	25.3-27.1
30	T	575-589	436-568	428-483	422-439	412-422	350-412
	Q	41.2-42.5	31.3-41.3	27.6-34.1	29.6-33.0	24.0-29.6	18.6-24.0
40	T	708-754	530-701	515-588	516-543	505-517	421-505
	Q	39.7-40.5	30.8-40.6	26.3-34.4	29.0-32.7	21.3-29.0	15.2-21.3



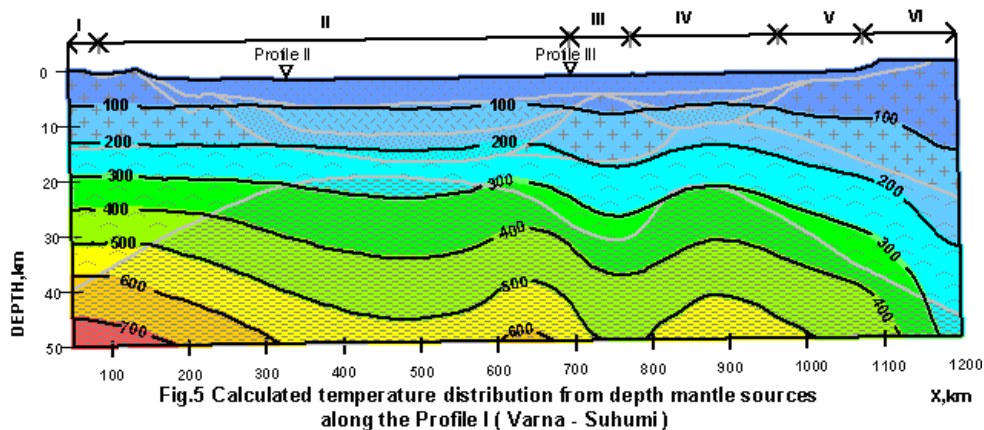
1-Quaternary-Miocene, Oligocene-Eocene, 2-Paleocene, 3-Mesozoic, 4-Granitic, 5-Basaltic, 6-Mantle, 7-Isotherm

Structures: I-Balkanides, II-Western Black Sea depression, III-Central Black Sea dome, IV-Eastern Black Sea depression, V-Shatski dome, VI-Great Caucasus

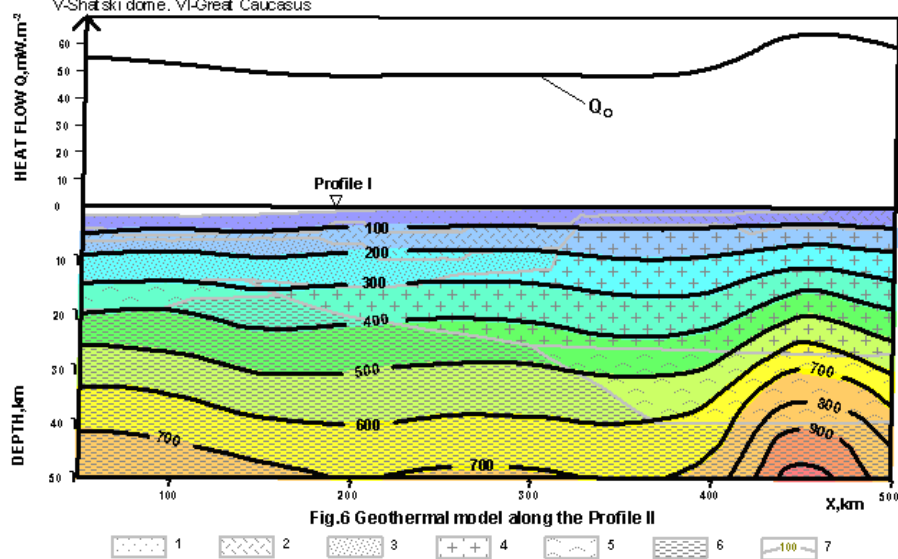
The Curie isotherm is observed between 25 and 40 km. The highest temperatures are recorded in the west part of the depression, as well as in the area of the Central Black Sea uplift. The high local geothermal anomalies that are noticeable in the Balkanides sector and in the East Black Sea depression are likely to have originated as a result of the rising of the asthenosphere. This issue, however, is not a subject of discussion of the current article.

The results of the depth temperature modelling along the profile I (Varna-Sukhumi) are illustrated in Fig. 3, 4 and 5. The depth temperature along profiles II and III are illustrated in

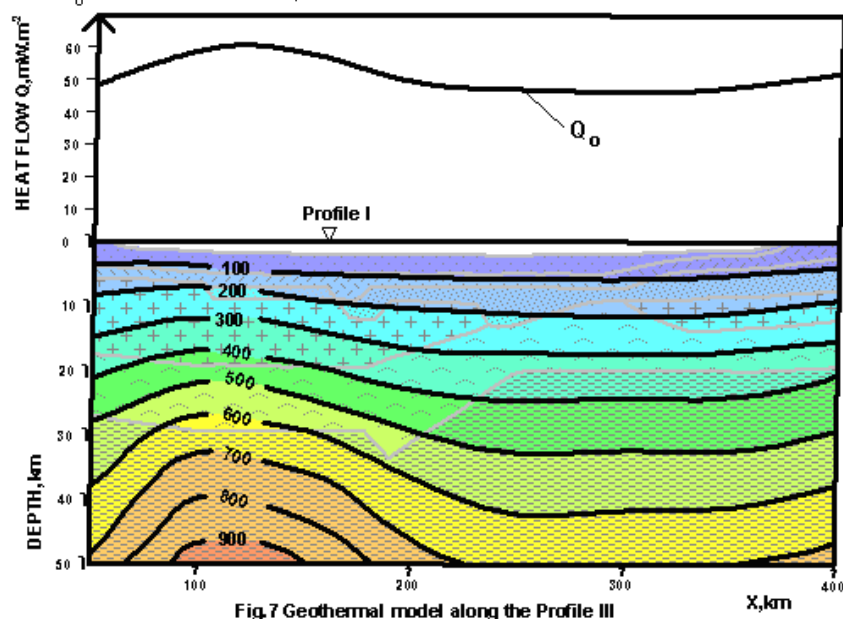
Fig. 6 and 7. For greater clarity, the calculated temperatures and heat flow values in depth are examined according to the geological structures and are presented in Table 2. In the table, H is the depth in kilometres, C is structural units, T is temperature in degrees Celcius (°C), and Q is heat flow in mW/m².



1-Quaternary-Miocene, Oligocene-Eocene, 2-Paleocene, 3-Mesozoic, 4-Granitic, 5-Basaltic, 6-Mantle, 7-Isotherm
 Structures: I-Balkanides, II-Western Black Sea depression, III-Central Black Sea dome, IV-Eastern Black Sea depression, V-Shatski dome, VI-Great Caucasus



1-Quaternary-Miocene, Oligocene-Eocene, 2-Paleocene, 3-Mesozoic, 4-Granitic, 5-Basaltic, 6-Mantle, 7-Isotherm
 Q_o - observed sea bottom heat flow;



1-Quaternary-Miocene, Oligocene-Eocene, 2-Paleocene, 3-Mesozoic, 4-Granitic, 5-Basaltic, 6-Mantle, 7-Isotherm
 Q_o - observed sea bottom heat flow;

Conclusions

One characteristic feature of the Black Sea depression is the low heat flows measured at the sea bottom. In the western part where the thickness of the Meso-Cenozoic sediments amount to 16-18 km, the heat flows do not exceed 25-40 mW/m². In the eastern part, on the other hand, where the thickness of sediments is 10-12 km, the heat flows range from 40 to 50 mW/m². On the outskirts of the depression, a number of anomaly zones are observed that, in most cases, extend to the continents. This is a proof of the genetic unity of the anomalies along the coastal zones in sea and on land.

Of all geological and geographic factors deforming temperature and heat flows at the bottom of the Black Sea, the ones causing maximum field deformations are the following:

1. The penetration of warm and salty waters from the Mediterranean;

2. The deposition of Neogene-Quaternary sediments. It is proved that the heat flows that have not been disturbed by sedimentation amount to 45-60 mW/m².

Based on the heat field numerical modelling, the components of the heat flow are determined that are caused by the mantle and by the Earth's crust, respectively. Those from the mantle vary from 20 to 40 mW/m², and those from the Earth's crust reach from 17 to 30 mW/m².

Acknowledgements

This article is initiated by the fact that between 1st January 2009 and 12th December 2011, Project № 226592, entitled "UP-GRADE BLACK SEA SCIENTIFIC NETWORK", was worked out as part of the Seventh Framework Program (FP7). A team from the University of Mining and Geology, Sofia, took part in the project developing a geothermal database for the Black Sea basin. Part of the data was employed for the modeling of then geothermal field along the Varna-Sukhumi Profile. A catalogue is being prepared that is going to comprise all geothermal data of the Black Sea that are available so far and that amount more than 750 at present.

The authors wish to thank the Project Management for the provided opportunity to work on this problem. The numerical modelling the analysis and interpretation of geothermal data will contribute to the study of the geological evolution of the lithosphere of the Black Sea depression.

References

1. Василев А. Д., В. А. Цвященко - Теплое поле в земной коре континентального склона в Болгарском секторе Черного моря. Геологическая эволюция западной части Черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София, БАН, 1990.
2. Гобаренко В. С., Т. П. Егорова - Структура литосферы и геодинамика западно- и восточно- черноморской впадин. Физика земли, №6, 2010.
3. Галушкин Ю. И., А. А. Шрейдер - Тепловой поток и термическая эволюция литосферы Черноморской впадины. Океанология, №2, 2006.
4. Дучков А. Д., С. А. Казанцев - Тепловой поток через дно западной части Черного моря. Геология и геофизика,

№8, 1985.

5. Золотарев В. Г., В. М. Кобзарь - Новые измерения теплового потока в Черном море. Океанология, т. XX, 1980.
6. Золотарев В. Г., В. В. Сочельников, Я. П. Маловицкий - Результаты измерения теплового потока в бассейнах Черного и Средиземного морей. Океанология, 6, 1979.
7. Кутас Р. И., В. А. Цвященко, И. Н. Корчагин - Моделирование теплового поля континентальной литосферы. Киев, Наукова думка, 1989.
8. Кутас Р. И., В. П. Кобелев, В. А. Цвященко, М. И. Бевзюк, О. П. Кравчук - Результаты определения теплового потока в северо-западном секторе Черноморского бассейна. Геофизический журнал, №2, 1999.
9. Кутас Р. И., В. П. Кобелев, М. И. Бевзюк, О. П. Кравчук - Новые определения тепловых потоков в северо-восточной части Черного моря. Геофизический журнал, №2, 2003.
10. Кутас Р. И., О. П. Кравчук, М. И. Бевзюк, Л. И. Стахова - Результаты геотермических исследований в северной части Черного моря. Геофизический журнал, №4, 2007.
11. Кутас Р. И., В. А. Цвященко, В. П. Кобелев, О. П. Кравчук, М. И. Бевзюк - Геотермические аспекты образования газохидратов в Черноморской впадине. Геофизический журнал, №3, 1996.
12. Кутас Р. И., В. А. Цвященко - Влияние осадконакопления на тепловое поле Черноморской впадины. Геофизический журнал, №1, 1993.
13. Кобзарь В. М. - Тепловой поток и блоковое строение литосферы Черноморской впадины. Геофизический журнал, №4, 1987.
14. Кондюрин А. В., В. В. Сочельников - Геотермический поток в Западной части Черного моря. т. XXIII, 1983.
15. Мойсенко Г. И., А. А. Смыслов - Температура земных нед. Ленинград, Недра, 1986.
16. Череменин Г. П. - Геотермия. Л., Недра, 1972.
17. Dobrev T., S. Dimovski, S. Kostyanov, V. Stoyanov, G. Alexsiev - Characteristics of the surface heat flow density on the territory of Bulgaria and the neighbouring Black Sea shelf. BAS, Problems of Geography, 1-2, Sofia, 2006.
18. Kutas R. I., V. P. Kobolev, V. A. Tsvyashchenko - Heat flow and geothermal model of the Black Sea depression. Tephrophysics 291, 1998.
19. Kostyanov S. - Mathematical Modeling of Geophysical Fields in Gradient Media (Monograph). Sofia, 200 p. 1999.
20. Kostyanov S. - Mathematical Modeling of Some Geothermal Processes in Gradient Media. (Monograph) (in print)
21. Kostyanov S. - Geothermal Problems. Methods and Algorithms. Moscow University, 1983, Moscow.
22. Kostyanov S. - Mathematical Models of Geothermal Fields. XXI Intern. Congress of Hydrothermal Technics, 1985, Varna.
23. Kostyanov S. - Mathematical Modeling of Geothermal Fields in Boreholes. Intern. Symposium, 1985, Sukhumi.
24. Kostyanov S. - Mathematical Models of Stationary Geothermal Fields in Gradient Media. Geothermal Investigations, 1989, Tbilisi.
25. Cermak, V., L. Bodri - 2D temperature modeling along five east European geotraverses. Journal of geodynamics, 5, 1986.