



Кватернерът в района на град Силистра

Йордан Евлогиев, Ванушка Петрова

Геологически институт, БАН, 1113 София; E-mail: evlogiev@mail.bg, vanushka@gmail.com

J. Evlogiev, V. Petrova. 2006. *The Quaternary in the Silistra Town Region.* – *Rev. Bulg. Geol. Soc.*, 67, 1–3, 53–63.

Abstract: The Quaternary in the region of Silistra is presented by several sediment types, which form spatially well-shaped lithological bodies jointed to definite geomorphological forms. In the studied region the flooded terrace T_0 , the terrace T_6 , the old abrasive level (OAL) and the slope situated between them are the main relief forms. The town is situated both in the flooded terrace and the slope. The terrace spectrum is incomplete because of the Danube river-bank erosion during the Pleistocene.

The base of Quaternary deposits is presented by the Romanian and Lower Cretaceous sediments. The Lower Romanian deposits are built up of clays with calcareous clays and sands intercalations - the Brusarci Formation, which forms the OAL basement at elevation 89-92 m. The flooded terrace T_0 is cut into the sediments of the Lower Cretaceous rocks (an elevation of -7 to -10 m), which are presented by Baramian limestones (the Rouse Formation) in the Eastern part of the terrace and by Albian marls and glauconite sandstones in the Western part.

The Quaternary sediments are with Eolian-eluvial, deluvial, alluvial and technogenic origin. The Eolian-eluvial sediments over the OAL have complete lithostratigraphy — eight loess horizons (the seventh one is eroded) separated by seven fossil soils. The deluvial clayey loess is accumulated in the slope area and in the back part of the terrace T_0 . The alluvium of the terrace is formed by gravels, sands and clays, which are covered in the central and north part of T_0 by 9 m thick technogenic embankments.

The Matuyama-Brunhes boundary position is found in the basis of the seventh fossil soil. There is a hiatus (from 0.82 to 2.59 Ma) between the loess complex and the Lower Romanian clay seam roof. Lacustrine-fluvial sediments of the Upper Romanian and the Lower Pleistocene are absent in the investigated region, as they are eroded within the range of the North Bulgarian Uprising. The alluvium of the low terrace was formed during the Vurm II stadium, the Preboreal, the Boreal and a part of the Atlantic periods (24.0-6.0 Ka). The contemporary riverbed is being formed since 6.0 Ka till now.

The studied area is situated between the North Bulgarian Uprising and the Fore-Carpathian depression, which are subject to vertical movements with different directions during the neotectonic stage (2.59 Ma till now), resulting in the activation of older faults structures situated on the territory of Romania. Old faults with Lower Cretaceous age activity are established in the basement of the low terrace. The basement of OAL in the region of Silistra, Rouse and Kozloduy towns is at approximately equal absolute height, respectively 89-92, 85 and 87 m, which proves that the movements in south direction had been positive and with the same sign during the neotectonic stage.

Key words: Quaternary, Silistra, Bulgaria.

Въведение

Територията на град Силистра е разположена в преходната зона между Северобългарското подуване и Предкарпатското понижение. През късния миоцен, плиоцена и ранния плейстоцен тези земи са в акваторията на Русенско-Силистренския залив на Дакийския басейн. В езерния басейн се отлагат маломощни глини (Сърповска свита), пясъци (Айдемирска свита), варовици (Сребърнишка свита) и глинесто-песъчливи седименти на Брусарската свита (Попов, 1993; Евлогиев, 2006). По време на късния роман и ранния плейстоцен се активизира ерозията във басейна, маркирана от хиатус (2,59–0,82 Ma) в седиментацията, в резултат на проявилите се позитивни движения в пределите на Северобългарското подуване, както и на отсъствието на речни притоци към Дакийския басейн, които да

вносят акумулативен материал. В началото на глациалния плейстоцен езерно-речния басейн регресира на север и върху освобождения от него терен протича активна еолично-елувиална акумулация. Същевременно се оформя Паледунав, който моделира терасния спектър на Дунавската долина.

Литоложкият строеж и стратиграфията на кватернерните¹ седименти са изучавани от редица учени. Най-ранни сведения за льоса намираме в работите на Гунчев (1935) и Бойков (1936).

¹ Съгласно 32-я МГК, проведен във Флоренция през 2004 г., плейстоценът и холоценът преминават към неогенската система. В настоящата статия кватернерът се запазва като неофициално наименование, с цел да се избегне непрекъснатото повтаряне на плейстоцен и холоцен.

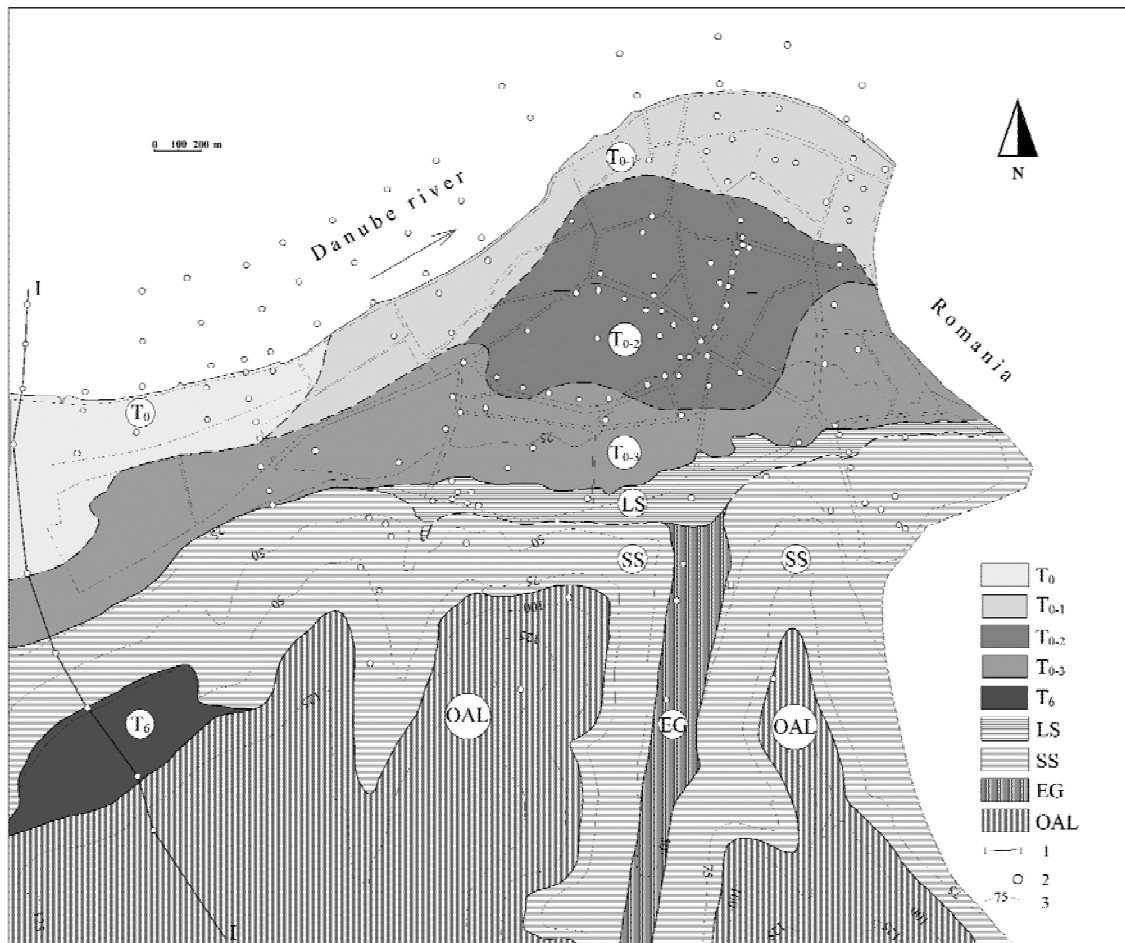
По-късно Яранов (1956, 1961), Мишев (1959), Филипов и Микова (1967, 1977, 1983, 1986), Попов (1964, 1968), Попов и Филипов (1982) изучават литологията и стратиграфията на кватернерните седименти, като повечето от тях обвързват лъсовата акумулация с вюрмското заледяване. Минков (1968) и Дончев и др. (1985) установяват наличието на лъсови хоризонти освен с риска и минделска възраст. Палеомагнитни изследвания на лъсовия комплекс са извършени от Wiegank (1977), Калчева и др. (1988). Според Евлогиев (1993), най-старият лъсов хоризонт се отнася към гюнца. Климатостратиграфски изследвания на лъсови разрези са публикувани от Йорданова (1996), Jordanova et al. (1997, 1999a, 1999b).

Обобщаващ материал за геоморфологията, литологията и стратиграфията на кватернерни-

те седименти от Североизточна България публикува Евлогиев (2000). В най-южната част, по бреговата ивица на Дакийския басейн, той установява плиоценската денудационна повърхност (PDS). В посока към р. Дунав следват старото абразионно-акумулативно ниво (OAL), седем плейстоценски тераси (T_6 - T_0^1) и една холоценска (T_0). Всяка от геоморфоложките форми има характерен литоложки строеж и стратиграфия.

Геоморфоложки условия

Основни геоморфоложки форми на територията на града и близките му околности са ниската заливна дунавска тераса (T_0), тераса T_6 , старото абразионно ниво (OAL) и свързващия ги склон (фиг. 1). Всяка от тези релефни форми има ха-



Фиг. 1. Геоморфоложка карта на територията на гр. Силистра

T_0 — заливна тераса с алувиални седименти; $T_{0.1}$ — заливна тераса с техногенни и алувиални седименти; $T_{0.2}$ — заливна тераса с техногенни, лъсови и алувиални седименти; $T_{0.3}$ — заливна тераса с лъсови и алувиални седименти; T_6 — шест-лъсцова ерозионна тераса; LS — полегат склон; SS — стръмен склон; EG — ерозионно дере; OAL — старо абразионно ниво; 1 — профилна линия; 2 — сондаж; 3 — изохипси на съвременния релеф

Fig. 1. Geomorphological map of Silistra

T_0 , low floodplain terrace of the Danube river with alluvial sediments; $T_{0.1}$, low floodplain terrace of the Danube river with alluvial and technogenetic sediments; $T_{0.2}$, low floodplain terrace of the Danube river with alluvial deluvial and technogenetic sediments; $T_{0.3}$, low floodplain terrace with alluvial and deluvial sediments; T_6 , six-layer loess terrace; LS, low-grade slope; SS, steep slope; OAL, old abrasive level; EG, erosion gulch; 1, profile line; 2, borehole; 3, isohypses of contemporary relief

рактерен литоложки строеж и се характеризира с определено инженерногеоложко поведение на почвените разновидности.

Ниска заливна тераса (T_0)

Върху заливната тераса се разпростира около 90% от градската територия. Терасата има равнинен характер с лек наклон на север. Повърхността ѝ в близост до реката е с абсолютна височина 12–15 m, а на юг се издига до 30 m. В зависимост от това, дали върху алувия са акумулирани делувиални или техногени почви, терасата се подразделя на следните участъци (фиг. 1, 2):

Участък $T_{0.1}$. Обхваща Западна индустриална зона, където над алувия на ниската заливна тераса не са акумулирани делувиални или техногени почви, поради което повърхността ѝ е с абсолютна кота около 12 m.

Участък $T_{0.1.1}$. Заема северната придунавска част на града, т.е. челната част на терасата. Тук алувият е покрит от техногени насипи. Повърхността на терасата е с абсолютна кота 14–18 m.

Участък $T_{0.2}$. Обхваща централната част на града. Над алувия на терасата е акумулиран делувиален лъос и техногенен насип.

Участък $T_{0.3}$. В южната тилна част на терасата над алувия е акумулиран само делувиален лъос с максимална дебелина до 12 m.

Цокълът на ниската заливна тераса е връзан в баремски варовици и албски мергели и пясъчници на абсолютна кота –7 до –10 m. Над ерозионната повърхност е акумулиран груб теригенен материал от едри чакъли с пясъчлив пълнеж, пясъци и по-фини наслаги от прахово-пясъчливи глини над тях. Общата дебелина на алувия е до 23 m. Делувиалните отложения имат дебелина от 2–3 до 12 m, като дебелината им нараства с приближаване към склона.

Тераса T_6

Установява се в югозападната част на изследвания район. Терасата е ерозионна, без акумулация на алувий. Повърхността ѝ образува малка заравненост с абсолютна кота 95–97 m. Цокълът на терасата е връзан в средноромански глини на абсолютна височина 66 m (относителна 56 m) и има слаб наклон на север. Над ерозионната повърхност са акумулирани L_6 , L_5 , P_5 , $P_{3,4}$, L_3 , P_2 , L_2^2 и над тях делувиален лъос. Тази терасна ниша, без алувиална акумулация, маркира най-вероятно нивото на реката.

Склон (S)

Обхваща терена между ниската заливна тераса и старото абразионно ниво. Склонът в ниската част е полегат (абсолютна кота 30–40 m), а във височина става стръмен (абсолютна кота 40–80 m).

Полегатият склон (LS) е обособен в пределите на южната част на града. Морфологията на скло-

на е оформена от делувиални горноплейстоценски глини, които покриват разновъзрастна подложка от долнокредни варовици и седиментите на понта и дака. Над глините е отложен делувиален лъос с дебелина до 16–17 m.

Сръмният склон (SS) е моделиран в долноромански варовити глини и пясъци, покрити от делувиален лъос с малка дебелина — до 5–6 m.

Глините са водоупор за инфилтрираните повърхностни води, което създава условия за образуване на плитки свлачищни обриви, които деформират повърхността на стръмния склон.

Старо абразионно ниво (OAL)

Издига се на юг от града с абсолютна кота на повърхността около 130 m. Оформено е във вид на широка заравненост, прорязана от суходолия. Образувано е от водите на Дакийския езерноречен басейн. В изследвания район старото ниво е само абразионно, без флувиална акумулация. Това е резултат на активизирани позитивни движения, в пределите на Северобългарското подуване, в резултат на което е образувана абразионна повърхност, маркираща хиатус във времевия интервал 2,59–0,82 Ma. Абразионната повърхност е развита върху долноромански глини на абсолютна кота 89 до 92 m. Над нея заляга лъосовият комплекс с дебелина до 38 m. Той е изграден от осем лъосови хоризонта (четвърти и седми са опочвени), разделени от седем погребани почви (Евлогиев, 2000).

Подложка на кватернера

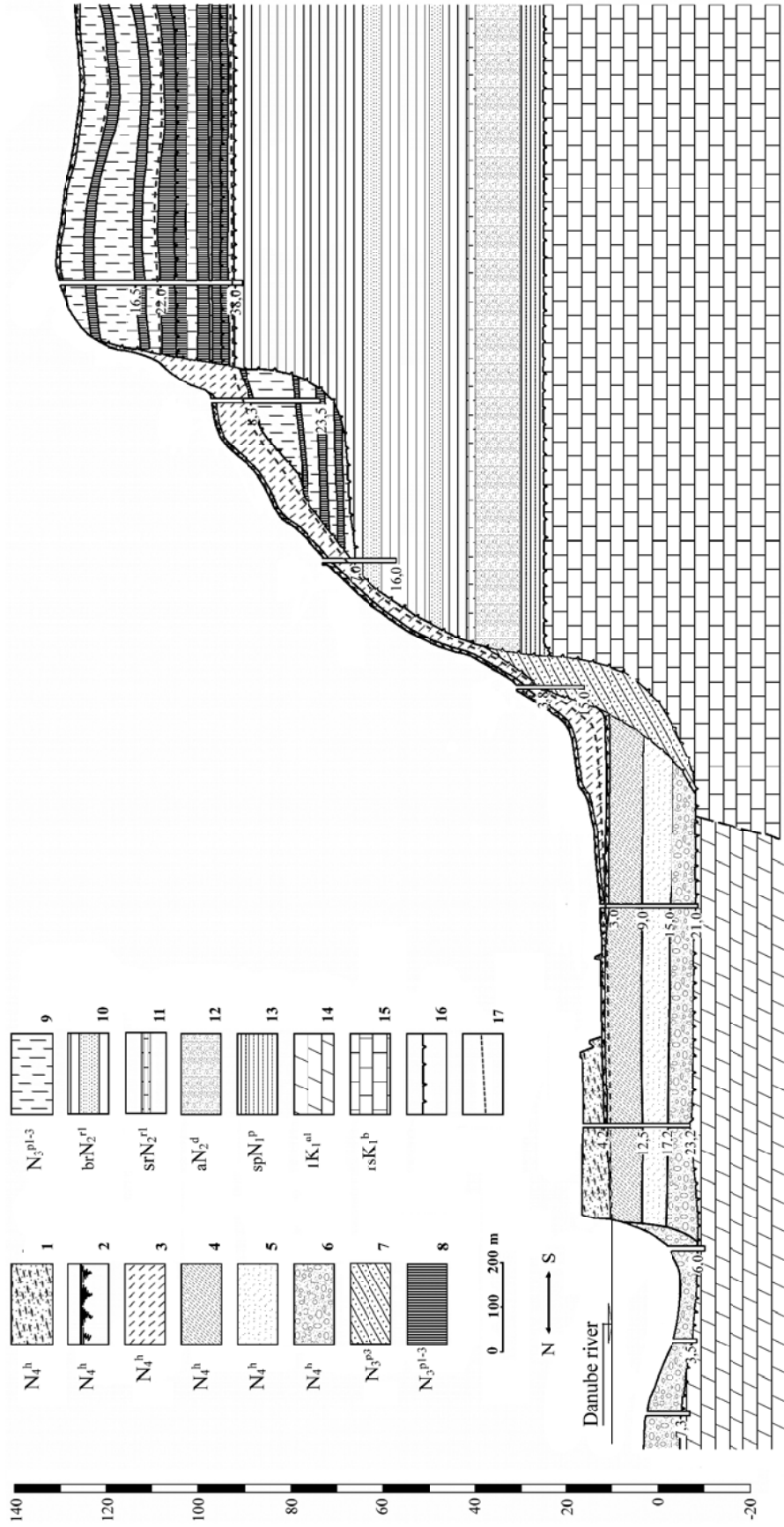
Кватернерът заляга върху скални, полускални и дисперсни седименти на долната креда и неогена. В пределите на града цокълът на заливната тераса е оформен в долнокредни седименти на абсолютна кота –7 до –10 m. На юг, към лъосовото плато, горнището на горната креда е с абсолютна кота 24 m. Над нея до кота 89–92 m следват глинесто-пясъчливите седименти на неогена. В тях е моделиран склонът, тераса T_6 и OAL (фиг. 2).

Долнокредни седименти

В централната и източната част на тераса T_0 скалната подложка е от порцеланови пългни варовици с баремска възраст (Русенска свита), а в западната и в руслото на реката — от алтернация на албски мергели и глауконитни пясъчници (Глауконитно-мергелна пясъчлива задруга). Албът запълва грабенови понижения оформени от разломи с 23° меридионална и 94° екваториална посоки (фиг. 3).

Русенска свита (rsK_1^b). Наименованието и рангът на свитата са въведени от Бончев (1957), Николов (1969) и Николов, Рускова (1987). В рамките на изследваната територия долната граница на свитата не се установява. Представена е

² L — лъосов хоризонт; P — погребана почва.



Geomorphological form	runway	T ₀	T ₀₃	SS	T ₆	OAL
Absolute altitude, m	0,77 -3,13 -3,56	15,00	13,75	31,00	73,00	97,00 130,00
Horizontal distance, m	160 200	480	480	280	350	255
Borehole, №	PC 3-37 PC 3-36 PC 3-35	PC 3-17/64	MC 1-17	MC 1-18	MC 1-19	MC 1-20 MC 1-21

изключително във варовит фацис — здрави, масивни, светлокафяви до бели порцелановидни и органогенни варовици, оолитни варовици, тебешироподобни и дебело пластови органогенни варовици. Последните са изградени от прекристализирали корали, бриози и други организмови останки (Филипов, 1992). Покрива се с размив от глините на Сърповската свита. Варовиците са напукани и окарстени, като на места кухините са запълнени с калцит и червена глина. Дебелината на свитата е от 40 до 80 m (Филипов, 1995).

Глауконитно-мергелна пясъчлива задруга (IK_1^{al}). Като неофициална литостратиграфска единица се въвежда за първи път от Филипов и Чешитев (1992). Хроностратиграфски тя се отнася към албския етаж (Димитрова, 1952; Йовчева, 1980). Седиментите на задругата залягат трансгресивно върху варовиците на Русенската свита. Представени са от алтернация от пясъчливи мергели и глауконитни пясъчници с два характерни хоризонта — долен, предимно глинесто-мергелен и горен, пясъчно-глауконитов. Долният хоризонт се състои в основата си от глауконитни пясъчници и пясъчливи мергели. Нагоре следват сиво-зеленикави и дебелослойни финопясъчливи плътни мергели, с прослойки от здрави и плътни пясъчници, с дебелина на пачките 10—40 cm. Горният хоризонт е изграден от тънки прослойки от сравнително по-здрави пясъчници. Запазен е само на отделни места в района. Приповърхностната част на задругата е изветряла и деградирала, в резултат на което са образувани мергелни глинени с дебелина до 3 m.

Неогенски седименти

В района на гр. Силистра са отложени във водите на Русенско-Силистренския залив на Дакий-

ския езерен басейн, съществувал в този район през късния понт, дака и ранния роман. През късния роман и ранния плейстоцен басейнът е езерно-речен. Седиментите имат пластов характер, добре се обособяват в разрезите и по литоложки признаци се отнасят към Сърповската, Айдемирската, Сребърнишката (Попов, 1993) и Брусарската свити (Коюмджиева, Попов, 1988; Евлогиев, 2006).

Сърповска свита (spN_1^p). Въведена е от Попов (1993) и носи името на с. Сърпово. Стратотипът е при с. Ситово, Силистренско. Наслагите на Сърповската свита се разполагат трансгресивно върху варовиците на Русенската свита и се покриват нормално от пясъците на Айдемирската свита. Представени са от сиви до сиво-зелени тънкослойни варовити глинени, които постепенно във височина стават пясъчливи и са прослоени от алевритови глинени с мусковитови люспици. Дебелината на свитата в района не надвишава 1,80—2,00 m. Описаната моллюскова (Стойков, 1974) и остракодна (Станчева, 1966) фауна в седиментите на свитата ги определя за средногорнопонтски. В Русенско по палеомагнитни данни те се отнасят към края на пета магнитна епоха и началото на епоха Жилберт (Евлогиев, 2000). Образувани са по време на трансгресията настъпила след месинския кризис и би следвало да се отнесат към горния понт.

Айдемирска свита (aN_2^d). Стратотипът на свитата се намира при с. Айдемир, Силистренско (Попов, 1993). Контактът със Сърповската свита и залягащата над нея Сребърнишка свита е нормален. В типовия разрез свитата има следния пласторед: светлосиви глинени пясъци (0,80 m); светлосиви до ръждиви дребно- до среднозърнести полимиктови пясъци с тънки прослойки от варовити ронливи пясъчници (2,20 m); свет-



Фиг. 2. Геоложки профил I-I

1 — навив от пясък; 2 — глина с органика (съвременна почва); 3 — делувиален лъос; 4 — прахова пясъчлива глина (алувий); 5 — едър до дребен пясък (алувий); 6 — едър чакъл с пясъчлив пълнеж (алувий); 7 — прахова глина с лещи пясък (делувий); 8 — лъосовидна глина (погребана почва); 9 — еоличен лъос; 10 — алтернация от прахови, прахово-пясъчливи и варовити глинени и пясъци (езерни); 11 — варовикова пачка; 12 — дребен до среден пясък (езерен); 13 — прахова пясъчлива глина, слоиста (езерна); 14 — алтернация пясъчливи мергели и глауконитни пясъчници; 15 — варовици; 16 — ерозионна или абразионна повърхност; 17 — водно ниво; Други означения: T_0 — ниска заливна тераса; T_{0-3} — ниска заливна тераса с алувиални и делувиални седименти; T_6 — шест-лъосова тераса; SS — стръмен склон; OAL — старо абразионно ниво; N_4^h — холоцен; N_3^{p3} — горен плейстоцен; N_3^{p1-3} — плейстоцен; brN_2^{r1} — долен роман (Брусарска свита); srN_2^{r1} — долен роман (Сребърнишка свита); aN_2^d — дак (Айдемирска свита); spN_1^p — горен понт (Сърповска свита); IK_1^{al} — алб (Глауконитно-мергелно пясъчлива задруга); rsK_1^b — барем (Русенска свита).

Fig. 2. Geological profile I-I

1, technogenetic embankment of sand; 2, clay with organic substances (contemporary soil); 3, clayey loess (delluvial); 4, dust-sandy clay (alluvial); 5, coarse to fine sand (alluvial); 6, coarse gravel with sand filling (alluvial); 7, dust clay with grey lens and sandy lens (delluvial); 8, loess-like clay (fossil soil); 9, loess (eolic); 10, alternation from clays, calcareous clays and sandy layers (lacustrine); 11, calcareous packet; 12, fine to mean sand (lacustrine); 13, dust-sandy clay, layered (lacustrine); 14, alternation from sandy marls and glauconite sandstones; 15, limestones; 16, erosive or abrasive surface; 17, water level; Others: T_0 , low floodplain terrace; T_{0-3} , low floodplain terrace with alluvial and delluvial sediments; T_6 , six-layer loess terrace; SS, steep slope; OAL, old abrasive level; N_4^h , Holocene; N_3^{p3} , Upper Pleistocene; N_3^{p1-3} , Pleistocene; brN_2^{r1} , Lower Roman (the Brusartsi Formation); srN_2^{r1} , Lower Roman (the Srebarna Formation); aN_2^d , Dacian (the Aidemir Formation); spN_1^p , Upper Pontian (the Surpovo Formation); IK_1^{al} , Alb (Glauconite-marls sandy formation); rsK_1^b , Barem (the Russe Formation).

лосиви до жълтеникави, средно-, по-рядко грубозърнести полимиктови пясъци с коса слоистост (1,20 m); светлосиви до жълтобелзеникави дребно- до среднозърнести полимиктови пясъци, които в долните си части са слабо глинести (1,30 m). По данни от моллюскова (Стойков, 1974) и остракодна фауна (Stancheva, 1981) пясъците от долната част на разреза се отнесат към долен дак (гетиев), а редуващите се над тях пясъчници и пясъци — към горния дак (парсковиян). В изследвания район Айдемирската свита се разкрива на около 3,5 km западно от Силистра, по шосето за с. Проф. Иширково.

Палеомагнитни изследвания на дакски пясъчници са извършени единствено в Русенско. Дакът изцяло попада в епоха жилберт, която е с обратна полярност (Евлогиев, 2000). При разкритието „Тутракан“ се установява епизода нунивак (4,48—4,62 Ma), а при „504-ти км“ — епизода сидуфиал (4,80—4,89 Ma).

Сребърнишка свита (srN_2^{r1}). Въведена е от Попов (1993) и е наречена на с. Сребърна, Силистренско, където се намира типовия разрез. Представена е от сиво-синкави плътни, здрави варовици, на места окарстени, с черупки и ядки от *Coretus* sp., *Helix* sp. и др, с дебелина до 50 m. Сребърнишката свита се разполага конкордантно върху Айдемирската свита. Според Елогиев (2006) свитата се отнася към долния роман.

В района на гр. Силистра към Сребърнишката свита принадлежи една тънка пачка варовици, с дебелина до 2 m (фиг. 2), залягаща съгласно над дакските пясъци. Над нея следва нормално Брусарската свита.

Брусарска свита (brN_2^{r1}). Свитата носи името на с. Брусарци, Монтанско със стратотип при гр. Лом. Въведена е от Коюмджиева и Попов (1988), които определят възрастта ѝ за дак-романска. В Ломския залив на басейна е представена от жълторъждиви и сиво-зеленикави пясъчливи глинени, в горните части на разреза с прослойки от пясъци, а в долните части — от лещи с лигнитни въглища. Общата дебелина на свитата е 50—70 m. Заляга съгласно върху седиментите на Арчарската свита (горен понг) и е покрита от кватернерни наслаги.

Наличието на седименти на Брусарската свита в Североизточна България е доказано от Евлогиев (2006). При Силистра нейните седименти залягат съгласно върху варовиковата пачка на Сърповката свита. Установява се в пределите на ОАЛ, образувано от водите на Русенско-Силистренския залив на Дакийския езерен басейн. Свитата е представена от прахови глинени, пясъчливи глинени, варовити глинени в алтернация с прослойки от дребен глинест пясък, с дебелина до 50 m (фиг. 2). Глинити са жълторъждиви, със сиви ядки и манганови налепи. В дълбочина преобладава сивият цвят. Описаните седименти наподобяват романските глинени от Ломската депресия, където е описан стратотипът на свитата. В Силистренско горнището на свитата е с абсо-

лютна кота 89—92 m, а долната ѝ част — 40 m. Горната повърхност на Брусарската свита е абразионна и маркира хиатус с възраст 2,59—0,82 Ma (Евлогиев, 2000). Над тях следва льосов разрез с пълна литостратиграфия. Възрастта на Брусарката свита от Силистренско е ранен роман (фиг. 3).

Генетични типове кватернерни седименти

Кватернерът е представен от плейстоценски (еолитно-елувиални, делувиални) и холоценски (делувиални, алувиални) седименти, които са обвързани с определени геоморфоложки форми.

Льосов (еолитно-елувиален) комплекс — N_3^{p1-3} . Върху старото абразионно ниво льосовият комплекс заляга над седиментите на Брусарската свита с размивна повърхност. Представен е от осем льосови хоризонта разделени от седем погребани почви (четвърти и седми льосови хоризонти са ерозирани). Дебелината му достига 38,0 m. Льосовите хоризонти и погребаните почви имат пластов характер и са добре издържани в пространството. Горната част на разреза, от L_1 до II , включително, е с положителна магнитна полярност, съответстваща на геомагнитна епоха брюнес. Осми льосов хоризонт притежава отрицателна намагнитеност — матуяма, доказана от Бъчварова (1992) и Евлогиев (1993, 2000) и се причислява към g_{22} .

Делувиални прахово-пясъчливи глинени (N_3^{p3}). Отложени са в основата на склона и се отнасят към късния плейстоцен. Възрастта им е определена въз основа на следните данни: Делувиалните глинени са продукт на склонови процеси, т.е. те са акумулирани след регресията на Дакийския езерен басейн. Най-ниската им кота на разпространение е (-)7 m, което е указание, че са акумулирани след образуването на ерозионния врез на тераси (T_0^1 и T_0), т.е. през късния плейстоцен. Представени са от пъстри, прахово пясъчливи глинени — кафяви със сиви и ръждиви ивици, на места са червеникави, с пясъчливи прослойки и карбонатни късове.

Алувиални седименти (N_4^h). В района на гр. Силистра изграждат заливната тераса T_0 на р. Дунав. Дебелината им в челото на терасата е средно 17—18 m, в централната — достига до 26 m, а в тилната — изклиняват, поради издигане на скалната подложка към склона. Представени са от средни до едри чакъли с пясъчлив запълнител в основата, над тях — средни до едри пясъци, сиви на цвят, площно неиздържани и с променлива дебелина. Най-отгоре следват прахови пясъчливи глинени — жълтокафяви до бежови, като в дълбочина стават сиви.

По данни за холоцена от Североизточна България алувият на тераса T_0 е акумулиран по време на ранния холоцен. Водите на реката се от-



Фиг. 3. Разкрита геоложка карта на територията на гр. Силистра (без кватернера)

1 — варовици; 2 — алтернация от мергели и пясъчници; 3 — алтернация от прахови, прахови пясъливи и варовити глини и пясъци; 4 — стари разломи, неактивни през кватернера; 5 — профилна линия; 6 — изохипси на съвременния релеф; 7 — сондаж; Други: brN_2^{rl} — долен роман (Брусарска свита); rsK_1^b — барем (Русенска свита); IK_1^{al} — алб (Глауконитно-мергелна пясъчлива задруга)

Fig. 3. Geological map of old rock outcrops

1, limestones; 2, alternation of marls and sandstones; 3, alternation of clays, calcareous clays and sands; 4, old faults stopped its activity in the end of Lower Cretaceous period; 5, profile line; 6, isohypses of contemporary relief; 7, borehole; Other: brN_2^{rl} , Lower Roman (the Brusartsi Formation); rsK_1^b , Barem (the Russe Formation); IK_1^{al} , Alb (Glauconite-marls sandy formation)

дръпват от тераса T_0 и образуват съвременното русло преди 6 000 години (Евлогиев и др., 2000).

Делувиален льос (N_4^h). Акумулиран е по склона и в тилната част на заливната тераса. Дебелината му по стръмния склон е до 5–6 m, докато в полегатата му част и тилната част на терасата достига до 16 m. Представен е главно от глинест льос, по-рядко от типичен льос (класификацията е по Минков, 1968), често примесени с варовити късчета, пясъчни лещи и глинести ядки. Има нехомогенен състав в дълбочина и по площ. Възрастта му се определя от взаимоотношението му с алувиалните седименти. Делувиалният льос покрива алувия в тилната тераса,

което е доказателство, че е образуван през последните 6 000 години.

Техногенни седименти (N_4^h). Отложенията, покриващи най-горната част от литоложкия разрез в челната и централна част на заливната тераса, имат техногенен произход. Представени са от антропогенен насип в очертанията на града и пясъчен намив — на запад. Съставът на антропогенния насип е разнороден и нехомоген — глинести материали примесени със скални късове, строителни и битови отпадъци (Ангелова, 1988). Дебелината на насипа достига до 6 m в челото на терасата и до 7–8 m в централната градска част. Много често в насипа се наблюда-

ват и овъглени прослойки, което според археолозите е информация за опожарявания на града.

След проведения международен геоложки конгрес в Италия през 2004 г. плейстоценът и холоценът се отнасят към неогена. В настоящата статия наименованието „кватернер“ се употребява неофициално, тъй като е по-кратко от използването на синонима му „плейстоцен и холоцен“. Други стратиграфски промени, приети на този конгрес се отнасят за: границата между плиоцена и плейстоцена — поставя се в горната част на палеомагнитния епизод олдувей (1,81 Ма); границата между долния и средния плейстоцен — поставя се между геомагнитни епохи матуяма и брюнес (0,78 Ма); границата между късния плейстоцен и холоцена — 11,5 Ка.

В съответствие с тези нови постановки границата плиоцен-плейстоцен върху OAL в Силистренско се маркира от абразивната повърхност с възраст 2,59—0,82 Ма, границата долен-среден плейстоцен е между J_8 и P_7 , границата среден-горен плейстоцен — между J_2 и P_1 , границата плейстоцен-холоцен — в горната част на J_1' .

Хидрогеоложки условия

Хидрогеоложките условия на района се обуславят от геоложкия строеж и физикогеографските особености. Геоложките фактори предопределят наличието на различни типове води, формирани в разнообразни литоложки колектори. Всеки един от тях се характеризира с различна водопропускливост. Предвид спецификата на разпространените литостратиграфски единици в изследвания район, могат да се отделят два основни водоносни хоризонта:

Кватернерен водоносен хоризонт

Формиран е в различни по генезис кватернерни седименти и в зависимост от геолого-геоморфоложките условия заляга на различни дълбочини на територията на града (фиг. 4). Според генезиса на вместващите седименти и геоморфоложката привързаност подземните води се класифицират по следния начин:

Грунтови подземни води в лъсовия комплекс на OAL. Акумулирани са над педокомплекса $P_{3,4}$ и са безнапорни. Водното им ниво е на дълбочина около 22 m. Подхранват се от инфилтрираните повърхностни води. Дренират се в ерозионните дерета.

Грунтови подземни води в склона. Формирани са над контакта между делувиалния лъос и романските глини, както и в плиоценските глини и пясъци. Водите са безнапорни или слабо напорни, подхранват се от инфилтрираните се валежни води, а се дренират в склона под формата на малобитни извори (0,5—2,0 l/s) или подземно, като подхранват директно водите в терасните материали и барем-аптския водоносни хоризонти.

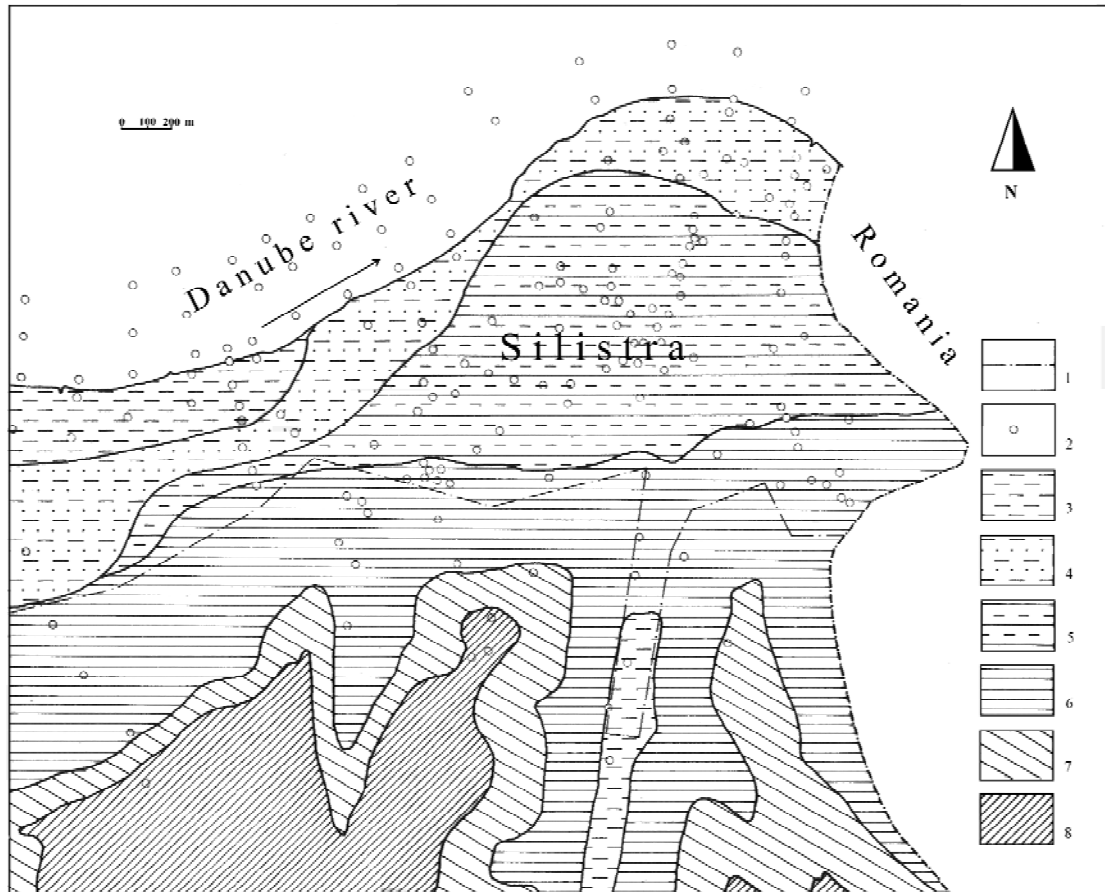
Грунтови води в алувия на ниската тераса. Хидрогеоложките условия в терасните материали се определят от двуслойния литоложки строеж, довел до формирането на два различно водопроводими хидрогеоложки хоризонта: горен, глинесто-песъчлив, слабопропусклив хоризонт ($k=0,5$ m/d) и долен, чакълесто-песъчлив, високо водопропусклив хоризонт ($k=60-202$ m/d). Нивото на подземните води обикновено е разположено в горния слой, което определя водите в ниската терасата на р. Дунав като полунапорни до слабонапорни. Нивото им е в пряка зависимост от водните стоежи на р. Дунав. При пълноводие на реката водите в алувия се подхранват от реката, а при ниски води, както е през по-голямата част от годината, реката дренира подземните води от T_0 .

Долнокреден водоносен хоризонт

Този водоносен хоризонт е един от най-добре разпространените в Североизточна България, от свода на Северобългарското подуване до р. Дунав (Антонов, Данчев, 1980). Формиран е в напуканите и окарстени варовици на Русенска свита. Подземните води се акумулират в карстовите кухини и пукнатините на варовиците, главно в горната част на хоризонта. Формираният се ненапорен подземен поток има генерална посока на движение на север. Стойностите на хидравличните градиенти са средно 0,0012—0,0016. Конкретно в района на гр. Силистра могат да се отделят две зони на този хоризонт — ненапорна и напорна в местата, където варовиците се препокриват от практически водонепропускливи мергели, или където горната част на варовиците не е окарстена.

Неотектонски условия

Неотектонските условия в района се определят от дълбочинния строеж, от тектонските особености на района, и от наличието на активни разломни структури и земетръсни огнища. Изследваният район се намира между Северобългарското подуване и Предкарпатското понижение, които през неотектонския етап са изпитвали разнопосочни движения. Това е довело до активизирането на разломни структури, които по всяка вероятност са в румънска територия. Стари разломни структури с долнокредна активност се установяват в цокъла на заливната тераса (фиг. 3). Мергелите и варовиците от двете страни на разломите са с еднаква абсолютна височина, което е доказателство, че разломите не са активни по време на образуването на терасата. Цокълът в челото на OAL, в района на градовете Силистра, Русе и Козлодуй, е с абсолютни височини съответно 89—92, 85, 87 m, т. е. през последните 2,59 Ма в екваториална посока неотектонските движения са позитивни с еднакъв знак. Тези данни показват, че в района на гр. Силистра не съще-



Фиг. 4. Карта на дълбочините на подземните води

1 — контур на града; 2 — сондаж; 3 — дълбочина на залягане на подземните води от 1 до 3 m; 4 — дълбочина на залягане на подземните води от 4 до 7 m; 5 — дълбочина на залягане на подземните води от 8 до 13 m; 6 — дълбочина на залягане на подземните води от 5 до 10 m; 7 — дълбочина на залягане на подземните води от 11 до 35 m; 8 — дълбочина на залягане на подземните води от 20–22 m и 36 до 40 m

Fig. 4. Groundwater levels map

1, contour of the town; 2, borehole; 3, depth of groundwater level from 1 to 3 m; 4, depth of groundwater level from 4 to 7 m; 5, depth of groundwater level from 8 to 13 m; 6, depth of groundwater level from 5 to 10 m; 7, depth of groundwater level from 11 to 35 m; 8, depth of groundwater level from 20–22 and 36 to 40 m

ствуват активни разломни структури през неотектонския етап. Бреговата ерозия по десния бряг на на р. Дунав е най-активна във времеви интервал 0,82–0,024 Ma, когато са ерозираны плейстоценските тераси.

Заклучение

Изследваната територия попада в преходната зона между Северобългарското подуване и Предкарпатското понижение. През късния понт, дака и ранния роман тези земи са шелфова зона на Русенско-Силистренския залив на Дакийския езерен басейн, в който се отлагат глинесто-песъчливо-варовити седименти. През късния роман и ранния плейстоцен басейнът е езерно-речен. След регресията на басейна преди 0,82 Ma ра-

йонът е ареал на еолично-елувиална, делувиална и алувиална (Палеодунав) акумулация.

Основните изводи от извършените геолого-геоморфоложки изследвания за гр. Силистра и околностите са следните:

— Геоморфоложките форми на релефа са представени от: старото абазивно ниво — OAL, образувано от Дакийския езерно-речен басейн; високата дунавска тераса — T_6 ; склоновия участък; ниската заливна тераса — T_0 и съвременното русло на реката. Спектърът от речни тераси не е пълен, поради активна речна ерозия през плейстоцена.

— Подложката на кватернера е изградена от скални, полускални и дисперсни седименти на долната креда и неогена. Долната креда е представена от баремски варовици на Русенската свита и от албски седименти на Глауконитно-

мергелно пясъчливата задруга. В пределите на ниската тераса горницето им е на абсолютна кота -7 до -10 m, а на юг в склона и OAL — на 24 m. Неогенските седименти са представени в глинест, пясъчлив, варовит и глинесто-пясъчлив фациес (Сърповска, Айдемирска, Сребърнишка и Брусарска свити). Разпростират се в пределите на склона и OAL, като изграждат литоложкия разрез от абсолютна кота 24 до 89–92 m. Върху седиментите на Брусарската свита е образувана абразионна, размивна повърхност, маркираща хиатус във времеви интервал 2,59–0,82 Ма.

— Кватернерната акумулация е от еолич-но-елувиални, делувиални и алувиални отложения. Над абразионната повърхност на OAL заляга льосовият комплекс, представен от осем льосови хоризонта (четвърти и седми са опочвени), разделени от седем погребани почви. В Североизточна България границата брונес-матуяма се установява между L₈ и П₇. Делувиалният льос е акумулиран през късния плейстоцен по склона и в тилната част на ниската тераса, с дебелини от 5–6 до 17 m. Алувиалният в челото на ниската терасата е с дебелина средно 17–18 m, в централната — достига до 26 m, а в тилната — изклинява. Представен е от чакъли, средни до

едри пясъци и прахови пясъчливи глини, акумулирани през ранния холоцен. Водите на реката се отръпват от тераса T₀ и образуват съвременното русло преди 6 000 години (Евлогиев и др., 2000). Литоложният профил в централната и северната част на ниската тераса завършва с техногенни насипи (до 8 m), образувани от разрушаването и опожаряването на града, който е с 2 000-на годишна история.

— Северобългарското подуване и Предкарпатското понижение са изпитвали разнопосочни движения през неотектонския етап, което е довело до образуване на разломни структури на север от гр. Силистра — в румънска територия. В пределите на ниската тераса се установяват стари (долнокредни) разломни структури. Те образуват грабенови понижения във баремските варовици, запълнени с албски мергели и пясъчници.

— В екваториална посока, от Ломската депресия към Северобългарското подуване, през неотектонския етап движенията са позитивни, с еднакъв знак.

— През плейстоцена ерозионните процеси по десния дунавски бряг са активни, поради което спектърът от речни тераси не е пълен.

Литература:

- Ангелова, С. 1988. Археологическото проучване на следновековния Дръстър (резултати и перспективи). — В: *Сборник с изследвания „Друстурум-Дръстър-Силистра“*. Силистра, Ист. Музей — Силистра, 32–53.
- Антонов, Хр., Д. Данчев. 1980. *Подземни води в НРБ*. С., Техника, 359 с.
- Бойков, П. 1936. Льосът в Северна България и почвите образувани върху него. — *Сп. Бълг. геол. д-во*, 8, 1, 1–74.
- Бончев, Г. 1942. Теренът на дунавското прибрежие в Тутраканско и Силистренско. — *Сп. БАН*, 65, кл. прир. мат., 32, 1–8.
- Бъчварова, В. 1992. *Магнитостратиграфия на неоген-кватернерни седименти от Източния и Централния Паратетис*. Автореферат канд. дисерт. С., БАН, 50 с.
- Гунчев, Г. 1935. Льосът в Северна България. — *Изв. Бълг. геол. д-во*, 3, 16–79.
- Димитрова, Н. 1952. Върху присъствието на алб в Русенско. — *Год. на Дир. на геол. и мин. проуч., отд. А, т. V*.
- Дончев, П., Й. Евлогиев, М. Минков. 1985. Границата неоген-кватернер и стратиграфия на кватернера в Русенско. — *Сп. Бълг. геол. д-во*, 46, 3, 328–343.
- Евлогиев, Й. 1993. *Палеогеография и стратиграфия на ранния плейстоцен в Придунавска Североизточна България*. Автореферат канд. дисерт. С., БАН, 37 с.
- Евлогиев, Й., В. Попов, Д. Йорданова. 2000. Палеогеографски събития през холоцена в долината на р. Баниски Лом при с. Копривец, Русенско. — *Известия: Ист. Музей Русе*, 6, 105–113.
- Евлогиев, Й. 2000. Кватернерът в Североизточна България. — *Сп. Бълг. геол. д-во*, 61, 1–3, 3–25.
- Евлогиев, Й. 2006. *Плейстоценът и холоценът в Дунавската равнина*. Автореферат дисерт. д-р геол. науки, С., БАН, 77 с.
- Йовчева, П. 1980. Фораминифери от франски етаж на Североизточна България. — *Палеонтол., стратигр. и литол.*, 12, 55–68.
- Йорданова, Д. 1996. *Магнитни изследвания на холоценски льосови седименти. Палеоклиматична значимост на вариациите на магнитната възприемчивост*. Автореферат докт. дисерт. С., БАН, 37 с.
- Калчева, В., П. Ножаров, Й. Евлогиев. 1988. Палеомагнитни характеристики на льосовия комплекс в района на гр. Русе. — *Бълг. геофиз. сп.*, 14, 4, 66–76.
- Коюмджиева, Е., Е. Попов. 1988. Литостратиграфия на неогенските седименти в Североизточна България. — *Палеонтол., стратигр. и литол.*, 25; 3–26.
- Минков, М. 1968. *Льосът в Северна България*. С., БАН, 202 с.
- Мишев, К. 1959. Геоморфоложки изследвания на Дунавската хълмиста равнина между реките Видбол и Огоста. — *Изв. Геогр. инст. на БАН*, 4, 27–83.
- Николов, Т. 1969. Стратиграфия на долната креда в част от Североизточна България. — *Изв. Геол. инст., сер. стратигр. и литол.*, 18, 31–71.
- Николов, Т., Н. Рускова. 1987. Кредна система — долнокредна серия. — В: *Геоложки предпоставки за нефтогазоносността на Североизточна България*. С., Техника, 75–91.
- Попов, Н. 1964. Стратиграфия на кватернера в Северозападна България. — *Изв. НИГИ*, 1, 217–231.
- Попов, Н. 1968. Кватернер. — В: Цанков, В., Хр. Спасов (Ред.). *Стратиграфия на България*. С., Наука и изкуство, 381–386.
- Попов, Н. 1993. Литостратиграфия на неогенски седименти в Русенско и Силистренско. — *Сп. Бълг. геол. д-во*, 54, 1, 65–70.
- Попов, Н., Л. Филипов. 1982. Четвертична стратиграфия Северной Болгарии. — В: *11 Конгрес ИНКВА, Тезиси докладов*, 2. М., 230–231.
- Станчева, М. 1966. Бележки върху стратиграфията и остракодната фауна на плиоцена и постплиоцена в Силистренско. — *Изв. Геол. инст.*, 15, 205–229.
- Стойков, С. 1974. Нови данни за плиоцена при гр. Силистра. — *Год. Соф. унив., ГГФ*, 66, 1, 31–55.
- Филипов, Л., Г. Чешитев. 1992. *Обяснителни записки към геоложката карта на България в М 1:100 000. Картен лист Русе*. Комитет по геология, 19 с.

- Филипов, Л., Л. Микова. 1967. Кватернерните отложения в част от Северна България между реките Осъм и Янтра. — *Год. комитет геол., Отд. А*, 57—74.
- Филипов, Л., Л. Микова. 1977. Плейстоценът между долините на реките Янтра и Русенски Лом. — *Сп. Бълг. геол. д-во*, 38, 3, 233—250.
- Филипов, Л., Л. Микова. 1983. Кватернерните отложения в Добруджа. — *Сп. Бълг. геол. д-во*, 44, 2, 149—157.
- Филипов, Л., Л. Микова. 1986. Кватернерните образувания в Лудогорието. — *Сп. Бълг. геол. д-во*, 47, 2, 140—149.
- Яранов, Д. 1956. Лъосът и лъосовидните седименти в България. — *Изв. почв. инст., БАН*, 3, 37—76.
- Яранов, Д. 1961. Границата плиоцен-плейстоцен и стратиграфията на кватернера в България. — *Сп. Бълг. геол. д-во*, 2, 187—204.
- Jordanova, D., E. Petrovsky, J. Evlogiev, V. Butchvarova. 1997. Rockmagnetic properties of recent soils from North Eastern Bulgaria. — *Geophys. J. Int.*, 128, 474—488.
- Jordanova, D., N. Petersen. 1999a. Palaeoclimatic record from a loess-soil profile in Northeastern Bulgaria — I. Rock magnetic properties. — *Geophys. J.*, 138, 520-532.
- Jordanova, D., N. Petersen. 1999b. Palaeoclimatic record from a loess-soil profile in Northeastern Bulgaria — II. Correlation with global climatic events during the Pleistocene. — *Geophys. J.*, 138, 533—540.
- Stancheva, M. 1981. The Dacian Stage from North Eastern Bulgaria and its ostracod fauna. — *Geologica Balc.*, 11, 1, 67—76.
- Wiegank, F. 1977. Untersuchungen zur palaomagnetischen Datierung von Losen und Terrassen-sediment im Norden der Volksrepublik Bulgarien. — *Z. geol. Wiss., Berlin*, 5, 3, 373—384.

(Постъпила на 16.09.2005 г., приета за печат на 02.12.2005 г.)