ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ “СВ. ИВАН РИЛСКИ”, Том 50, Св. I, Геология и геофизика, 2007
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY “ST. IVAN RILSKI”, Vol. 50, Part I, Geology and Geophysics, 2007

ХИАЛОКЛАСТИТИ ОТ ВИСКЯР ПЛАНИНА, ЗАПАДНО СРЕДНОГОРИЕ

Бануш Банушев[1], Страхил Банушев[2]

[1] Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", София 1700; banushev@mgu.bg
[2] ж. к. Младост 2, бл. 208, София 1799

РЕЗЮМЕ. Изследвани са минералният състав, строежа, химизма и промените на хиалокластити от Вискяр планина, Западно Средногорие. Хиалокластитите са под формата на отделни лещовидни тела и неиздържани маломощни потоци. Те са пространствено и генетично свързани латитови пилоу-лавови потоци и заемат техните челни, горни и долни части. Изградени са от тъмнокафяви до черни стъклени сфероиди и стъклени класти. Сфероидите са с витропорфирна структура, съставени от фенокристали на плагиоклази, авгит, рядко оливин и основна маса от вулканско стъкло. В периферните части на някои от тях е запазена кафява палагонитова обвивка. Запълващото вещество между сфероидите е от жълтокафяви и зеленокафяви стъклени класти с перлитна напуканост и фенокристали от плагиоклази и авгит. Промените на вулканското стъкло се свеждат до образуване на палагонит, монтморилонит, зеолити, хлорит-монтморилонит и хлорит. В химичен аспект измененията на стъклото са свързани с намаляване съдържанията на SiO_2, Na_2O и K_2O и повишаване на H_2O. Хиалокластитите са образувани в субаквални условия, в резултат на глобулация, фрагментация, фонтаниране на топилката и при разрушаване на остъклените повърхностни части на пилоу-лавите.

HYALOCLASTITES FROM THE VISKIAR MOUNTAIN, WESTERN SREDNA GORA

Banush Banushev[1], Strahil Banushev[2]

[1] University of Mining and Geology “St. Ivan Rilski”, Sofia 1700; banushev@mgu.bg
[2] Mladost 2, bl. 208, Sofia 1799

ABSTRACT. The mineral composition, fabric, chemistry and the changes of hyaloclastites from Viskiar Mountain, Western Sredna Gora have been studied. The hyaloclastites are in the shape of separate lenticular bodies and unsteady low flows, spatially and genetically connected latite pillow lava flows and take up their front, upper and low parts. They are built of dark-brown to black glassy spheroids and glassy clasts. The spheroids are with vitroporhyritic texture, consisting of phenocrysts of plagioclases, augite, rarely olivine and groundmass of volcanic glass. A brown palagonite coating is retained in the peripheral parts of some of them. The filling substance among the spheroids is from yellow-brown and green-brown glassy clasts with perlitic cracking and phenocrysts from plagioclases and augite. The changes in the volcanic glass brought to formation of palagonite, montmorillonite, zeolites, chlorite- montmorillonite and chlorite. In chemical aspect, the changes in the glass brought to decrease in the contents of SiO_2, Na_2O and K_2O and increase in H_2O. The hyaloclastites are formed in subaqual conditions, as a result of globulation, fragmentation, fontanation of the melt and at destruction of the pillow lava glassy surface parts.

Въведение

Хиалокластитите са лавокластични скали характерни за области със съвременен и древен вулканизъм. В България те имат широко разпространение в северните части на Източното Средногорие, а в Западното Средногорие са по-редки. Въпреки, че хиалокластитите представляват петроложки интерес във връзка с възможностите, които предоставят за петрогенетични интерпретации, в частност характера и типа на изригванията, вискозитетът и газонаситеността на магмата, те все още са недостатъчно изучени. В литературата са описвани като различни видове туфи със стъклени късове, обсидианови брекчи и др. В тази връзка отнасянето им към пирокластитите води до погрешни интерпретации на геоложката обстановка във вулканските райони. Кратки сведения за хиалокластитите в Източното Средногорие намираме в работите на Борисов (1965), Станишева и Василев (1966), Станишева (1989). Информацията за хиалокластитите от Западното Средногорие е още по-оскъдна. Белев (1960) съобщава за “кълбовидни чисто стъклени образувания” в трахиандезитите, а Загорчев и др. (1995) за трахиандезитови лавови потоци “разделени от лещи от типични хиалокластити”. Специализираните изследвания на тези характерни за вулканските райони скали от Източното и Западното Средногорие датират от края на XX век (Банушев, 1993, 1998, 1999, 2000; Banushev, 1999).

Обект на изследване са установените хиалокластити във Вискяр планина, района на с. Гоз, Брезнишко. Целта на настоящата работа е да представи първоначални сведения за веществения състав, строежа, химизма и промените на тези скали и да извърши сравнителна характеристика с хиалокластитите от други райони на Западното Средногорие.

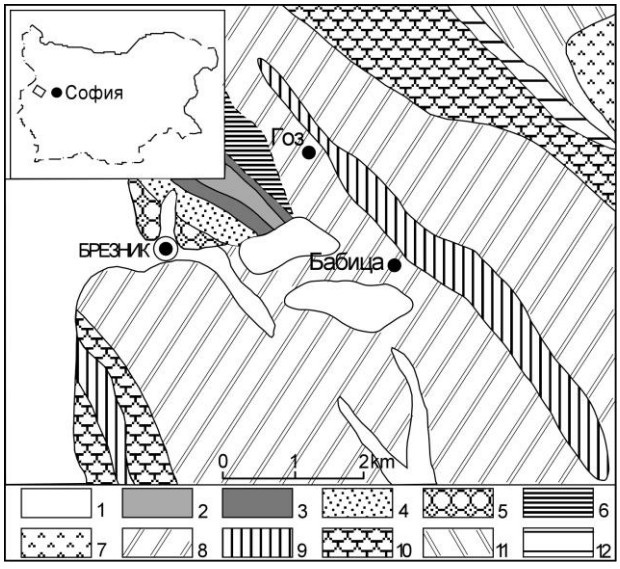
Материал и методи

Изследвани са 30 образеца от хиалокластити – сфероиди и стъклени класти. Изяснени са разпространението, текстурите и взаимоотношенията на хиалокластитите с околните вулканити. Съставът, структурните и микротекстурните особености на скалите са

определени с поляризационни микроскопи Amplival и Leitz Orthoplan-Pol. Рентгеноструктурните изследвания на вторичните променителни продукти са осъществени с дифрактометър ДРОН-1 (CuKα лъчение, Ni филтър, 35 kV, 24 mA) на фракции под 2 и 5μm върху неориентирани и ориентирани препарати, във въздушно сухо състояние, наситени с глицерин и нагрети до 550° С. Химичните анализи са извършени по метода оптико емисионна спектроскопия с източник на възбуждане индуктивно свързана плазма (OES-ICP), с апарат SPECTRO Analytical instruments (Germany).

Геоложка обстановка

Изследваният район се отнася към Западното Средногорие и е изграден от разнообразни вулканити, пирокластити и седиментни скали. Вулканитите и пирокластитите участват в състава на горната вулканогенно-седиментна задруга (Загорчев и др., 1995), известна в литературата като втори хоризонт на мастрихта (Цанков и др., 1960), горен хоризонт (Белев, 1960), мастрихт трети хоризонт (Белев, 1967), горна част на туфо-тефроидно карбонатен геокомплекс (Начев и др., 1981), горна вулканогенна задруга (Велинов и др., 1983. С най-широко разпространение в областта са пирокластитите, представени от агломерати, лапилни и пепелни туфи с базалтов, андезитобазалтов, трахиандезитобазалтов и трахиандезитов състав.



Фиг. 1. Геоложка карта на част от Западното Средногорие (по Загорчев и др., 1991), с изменения: 1 – Кватернер; 2-3 – Палеоген, 2 – Пъстроцветна задруга, 3 – Конгломерато-пясъчникова задруга; 4-12 – Горна Креда, 4 – Пясъчниково-мергелна задруга, 5 – Пясъчниково-конгломератна задруга, 6 – Флишка задруга, 7 – Задруга на амфиболовите и биотит-амфиболовите андезити, 8 – Горна вулканогенно-седиментна задруга (агломерати, пепелни туфи и тефроидни скали), 9 – Трахиандезитови (латитови) и трахиандезитобазалтови лавови разливи и послойни тела, 10 – Задруга на тефроидния флиш 11 – Долна вулканогенно-седиментна задруга (агломерати, пепелни туфи и тефроидни скали), 12 – Базалтови, андезитобазалтови, трахибазалтови, трахиандезитобазалтови и трахиандезитови лавови разливи, послойни тела и агломерати

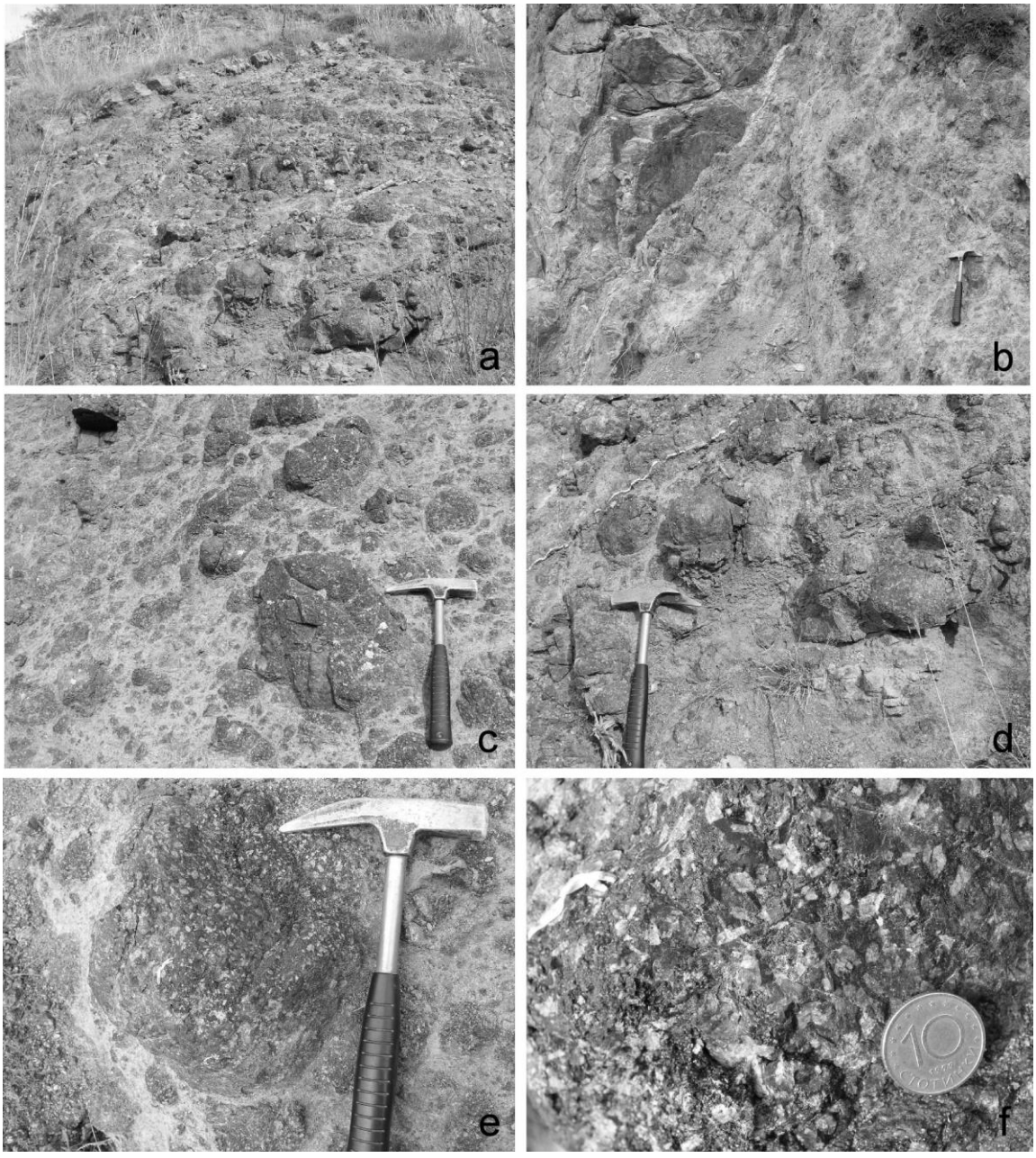
Агломератите са неяснослоести до масивни, разположени в близост до палеовулканските центрове, с отдалечаване от които се увеличава делът на пепелните туфи и на тефроидните скали. Вулканитите са представени от трахиандезитови и трахиандезитобазалтови лавови разливи и удължени послойни тела с дължина до 8-10 km и ширина над 200 m със северозапад – югоизточна посока (Загорчев и др., 1995) (фиг. 1). В единични случаи се наблюдават андезитови лави. Седиментните скали са представени от тънкослойни многократно редуващи се пясъчници, мергели и глинести варовици, обособени в така нар. флишка задруга. В западните части на района се разкриват палеогенски седиментни скали, участващи в състава на конгломерато-пясъчниковата, битуминозната (нефтошистна) и пъстроцветна задруги. Североизточните части на района са изградени от вулканити (базалти, андезитобазалти, андезити, трахибазалти, трахиандезитобазалти и трахиандезити), пирокластити (туфи и ксенотуфи) и тефроидни скали отнесени към долната вулканогенно-седиментна задруга.

Петрографска характеристика

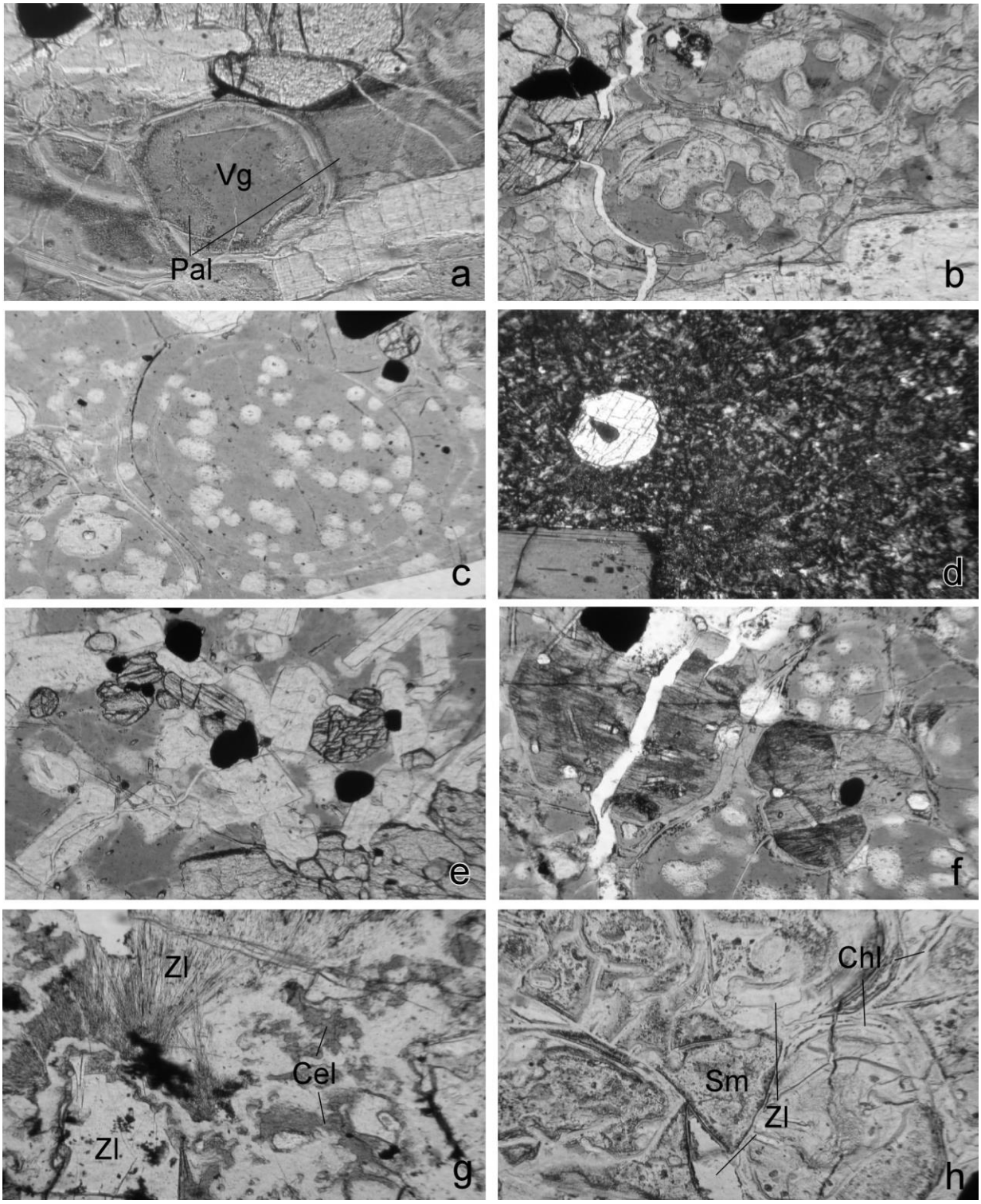
Изследваният район е изграден от пирокластити и вулканити – латитови пилоу-лавови потоци и хиалокластити отнасящи се към горната вулканогенно-седиментна задруга. Пирокластитите са представени от незакономерно редуващи се агломерати, лапилни и пепелни туфи с дебелина на отделните пачки 5-10 m. Късовият състав в агломератите е от базалти, базалтови андезити, К-трахибазалти и андезити, а матриксът е от цялостно променени стъклени класти, сравнително свежи литокласти със същия състав и кристалокласти от плагиоклази и авгит. Базалтовите литокласти са тъмнозелени до черни, порфирни с масивна и миндална текстура. Фенокристалите (15-35%) са от плагиоклази, клинопироксени и оливин, често във вид на гломеропорфирни струпвания. Плагиоклазите (An_{54-74}) са, зонални, призматични и плочести, частично серицитизирани и карбонатизирани, по-рядко петнисто и неравномерно албитизирани. Клинопироксените са бледозелени, късопризматични, свежи, в някои случаи интензивно карбонатизирани. Оливинът (3-5%) е най-рядък, застъпен само в някои литокласти. Заместен е изцяло от карбонат и серпентин с отделени Fe хидроксиди по цепителните повърхнини. Основната маса с интерсертална структура е съставена микролити на плагиоклази и клинопироксени, магнетит, прашести рудни минерали и тъмносиво, частично девитрифицирано вулканско стъкло. Сред нея се наблюдават миндали запълнени със селадонит, хлорит, смектити, зеолити и калцит. Базалтовите андезити макроскопски са неотличими от базалтите. Изградени са от фенокристали (20-25%) на плагиоклази и клинопироксени. За разлика от базалтите в тях липсват оливинови фенокристали. Основната маса с гломеропорфирна и интерсертална структура е изградена от плагиоклазови и клинопироксенови микролити, магнетит и частично девитрифицирано вулканско стъкло. Миндалите са запълнени от периферните към централните части с хлорит, смектити и зеолити или със смектити, зеолити и калцит. Литокластите от андезити (пироксенови и

амфибол-пироксенови) са по-редки, застъпени предимно в по-високите нива на горната вулканогенно-седиментна задруга. Зелени до тъмносивозелени, дребнопорфирни, масивни. Изградени са от фенокристали на плагиоклази, амфиболи и авгит, и основна маса от безцветно до бледожълтеникаво вулканско стъкло, плагиоклазови микролити и рудни минерали. Наблюдават се и миндали запълнени с хлорит, смектити и зеолити. Късовете от К-трахибазалти са тъмнозелени до черни, порфирни с масивна и миндална текстура. Фенокристалите са от плагиоклази, клинопироксени, ±оливин и основна маса с интерсертална структура от вулканско стъкло, плагиоклазови и клинопироксенови микролити, рудни минерали и незначително количество ксеноморфен К-фелдшпат. Пепелните туфи са зелени, тъмнозелени, масивни или неясно слоести, кристаловитрокластични и кристаловитролитокластични. В състава им участват стъклени класти с пореста и микрофлуидална текстура, променени в различна степен в хлорит, смектити и зеолити, литокласти от фенобазалти и феноандезити и кристалокласти от плагиоклази, клинопироксени и амфиболи.

Хиалокластитите обект на настоящото изследване са установени на около 0.5 km североизточно от с. Гоз, Брезнишко. Те са пространствено и генетично свързани с латитови лавови и пилоу-лавови потоци и заемат техните челни, горни и долни части. Най-често са под формата на отделни лещовидни тела с размери 5-15 m сред пилоу-лавите (фиг. 2a, b). В по-редки случаи са като неиздържани маломощни потоци с трудно определими размери поради закритост на терена. Изградени са от стъклени сфероиди и матрикс от стъклени класти (фиг. 2c, d).



Фиг. 2. Хиалокластити от района на Вискяр планина: a – хиалокластити и маломощен лавов поток; b – контакт между хиалокластити и пилоу-лавов поток; c-e – стъклени сфероиди и запълващо вещество от променени витрокласти; f – сфероид с витропорфирна структура



Фиг. 3. Микрофотографии на хиалокластити от района на Вискяр планина: a – вулканско стъкло (Vg) и палагонит (Pal) от периферните части на сфероиди; b – сферични и елипсоидни тела от променено в смектити (Sm) и хлорит (Chl) вулканско стъкло; c – вулканско стъкло с перлитно напукване; d – централни пълнокристалинни части на сфероиди; e – гломеропорфирна структура; f – цялостно променен в боулингит оливин с включения от апатит; g, h – напълно променени в зърнести и влакнести зеолити (Zl), смектити и хлорит стъклени класти

Сфероидите са концентрично-зонални, с витропорфирна структура (фиг. 2f), тъмнокафяви до черни, с размери 5-8 cm, рядко до 40-50 cm с кристализирали централни части с вид на типична вулканска скала (фиг. 3d). По-дребните са изградени от свежо, изотропно или променено в различна степен анизотропно вулканско стъкло, неравномерно палагонитизирано, смектитизирано и зеолитизирано (фиг. 3a). По-едрите (до 40-50 cm) сфероиди са с ясно изразен концентрично-зонален строеж. В периферните им части се наблюдава неиздържана жълтокафява до кафява палагонитова обвивка с дебелина около 1 cm. Следва зона (2-4 cm) от вулканско стъкло с малки сферични или елипсоидни анизотропни тела с агрегатна поляризация и размери 0.02-0.08 mm, рядко до 0.3 mm. Те са единични или групирани по няколко, на места се сливат и обхващат по-големи зони (фиг. 3b). Резултат са на начална промяна на стъклото в смектити и хлорит. Преходът към вътрешните по-свежи части от светлокафяво изотропно

стъкло се бележи с намаляване на анизотропните тела и появата на кристалити (фиг. 3c). Вътрешните части са пълнокристалинни, с микролитова структура (фиг. 3d). Изградени са от ксеноморфен К-фелдшпат, плагиоклазови микролити и кристалити. На места се наблюдават смектитизирани участъци резултат на неравномерна промяна на вулканско стъкло. Фенокристалите (около 15%) в сфероидите са от плагиоклази, клинопироксени и оливин, на места в гломеропорфирни струпвания (фиг. 3e). Плагиоклазите (An_{42-48}) са преобладаващи, но в някои случаи са приблизително равни на клинопироксените. Призматични (с размери до 2-3 X 1 mm), зонални, свежи или незначително серицитизирани и карбонатизирани. Съдържат включения от апатит, оливин, ксеноморфен клинопироксен, единични дребни биотитови люспи и кафеникаво вулканско стъкло, разположено зонално и маркиращо зони на растеж. Клинопироксените са късопризматични, бледозелени с включения от магнетит, вулканско стъкло, оливин и апатит. Оливинът е най-рядък, представен от заоблени субпорфири (около 0.6 mm) с включения от апатит. Цялостно променен в зелен, влакнест боулингит, по-рядко в оранжев идингсит и карбонат. Запълващото вещество между сфероидите е от жълтокафяви (палагонитизирани и смектитизирани) и зеленокафяви (хлоритизирани) стъклени класти, с фенокристали от плагиоклази и авгит.

В хиалокластитите от района се установяват зелени, интензивно хидротермално променени сфероиди и стъклени класти с ясно изразено перлитно напукване и разнообразна форма – изометрична, удължена, неправилна, по-рядко сферична. Променени са изцяло, без реликти в дребнозърнест агрегат от анизотропни, зърнести и влакнести радиалнолъчести зеолити и такива с много ниски, тъмносиви интерференционни цветове, кафеникави смектити, а по пукнатините се наблюдават хлорит и селадонит (фиг. 3g, h). Данните от рентгеноструктурните анализи показват, че вторичната минерална асоциация е представена от зеолити (хейландит, морденит, аналцим), селадонит, хлорит, кварц и смектити (фиг. 4e). Стъклените класти съдържат фенокристали от плагиоклази (An_{44-46}), авгит, акцесорен апатит и магнетит. Най-характерната особеност за фенокристалите е кластичния им характер – те са остроъгълни и значително натрошени.

Изменения на вулканското стъкло

Вулканското стъкло е преохладена силикатна топилка с неподредена вътрешна структура, със слабо свързани SiO_2 тетраедри и значителни междумолекулярни пространства (Fisher, Schmincke, 1984). То е термодинамично неустойчиво и се променя значително по-бързо от включените в него фенокристали. Установено е, че характера и хода на измененията на базичното и средно по състав стъкло са сходни и се осъществяват по схемата: вулканско стъкло → палагонит → монтморилонит → хлорит-монтморилонит → хлорит (Банушев, 1998). Промените на стъклото от вулканитите от Вискяр планина са разнообразни и се свеждат до структурни преобразувания, формиране на нови минерални фази и изменение в химизма на скалите.

Структурни изменения

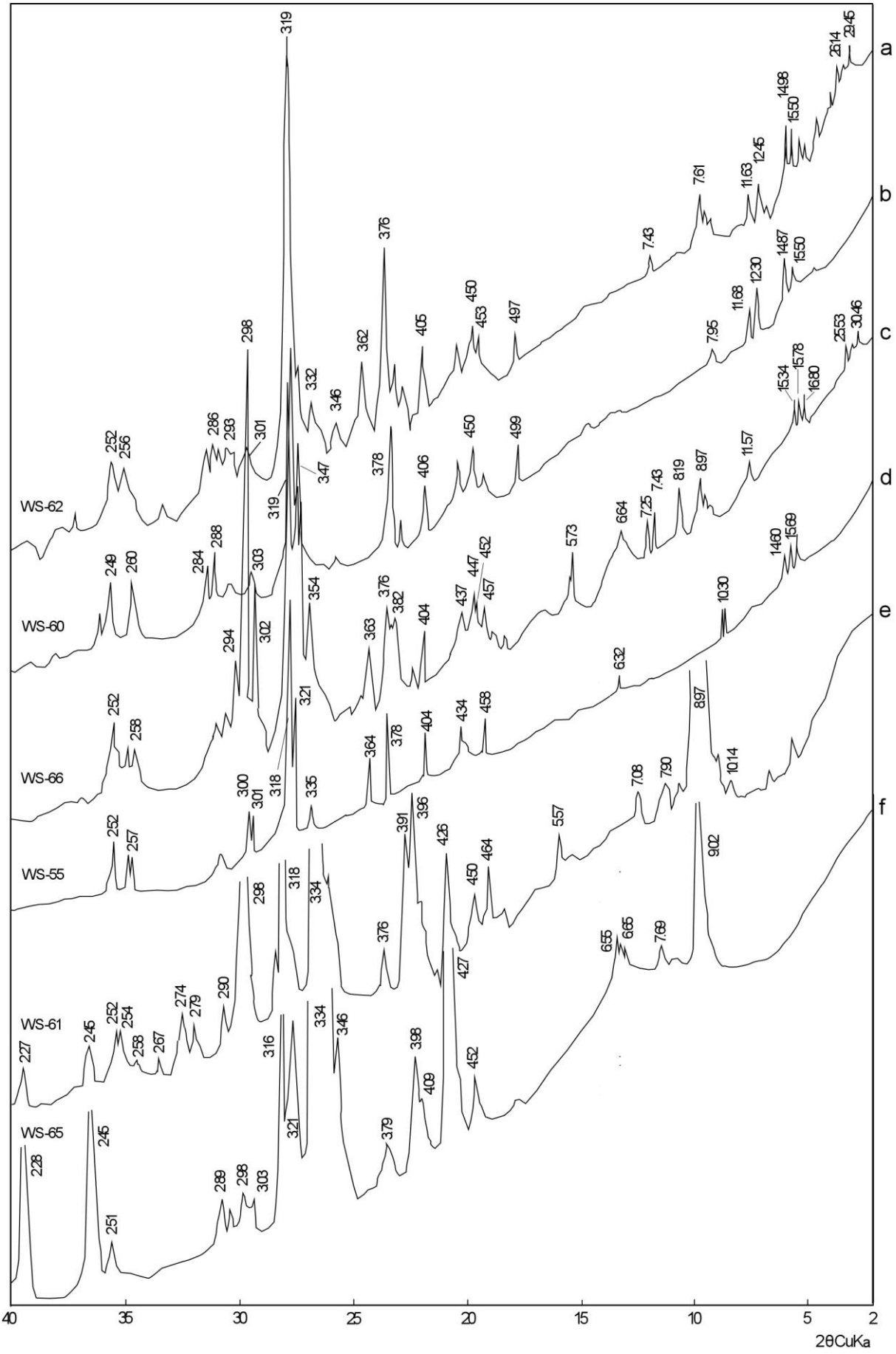
Промените на вулканското стъкло изграждащо сфероидите и стъклените класти наблюдавани микроскопски се свеждат до формиране на палагонит, който характеризира началния етап на промяна. Микроскопски се установява тънка палагонитова ивица, отделена с рязка граница от свежото стъкло. Последната се наблюдава в периферните части на стъклените класти, концентричните и радиални пукнатини, както и по стъклените стени на газовите мехурчета (порите) (фиг. 3a). С напредване степента на промяна палагонитът се превръща в анизотропен агрегат, резултат на формиране на нови минерални фази – смектити, смесеослоести образувания, зеолити и хлорит (фиг. 3b).

Минераложки изменения

Минераложките изменения на хиалокластитите разкриващи се около селата Мало Бучино и Бабица са твърде сходни с тези от района на с. Гоз, Брезнишко. Рентгеноструктурните данни показват, че новообразуваната минерална асоциация в палагонитизираните сфероиди е представена от монтморилонит, хлорит-монтморилонит и илит-монтморилонит. Част от рефлексите са на плагиоклази и авгит, присъстващи като фенокристали в стъклото. Преобладава монтморилонитът (d[Å] = 15.50; 4.50; 3.78-3.76; 3.32; 3.03-3.01; 2.56), рефлексът (001), на който се увеличава до 17.67 Å при насищане с глицерин. Хлорит-монтморилонитът се регистрира от слабите рефлекси при d[Å] = 29.45; 14.98-14.87; 7.61; 4.99-4.97; 4.54-4.53, базалният рефлекс, на който се увеличава до 32.24 Å при насищане с глицерин и намалява до 27.89 Å при нагряване (фиг. 4a, b).

Вторичната минерална асоциация, резултат на промяната на стъклените класти запълващи пространството между сфероидите е от хлорит-монтморилонит (d[Å] = 30.46; 15.34-14.60; 7.43; 4.57), монтморилонит (d[Å] = 15.78-15.69; 4.47; 3.78-3.76; 3.02-3.00; 2.52), селадонит (d[Å] = 10.30; 4.52; 4.37-4.34; 3.64-3.63; 3.35 и 2.58-2.57), хлорит (d[Å] = 7.25, 3.54) и морденит (фиг. 4c, d). В стъклените класти се установяват и рефлекси на първични минерали – авгит. Сред хиалокластитите са установени неиздържани секущи жилки с дебелина 1-2 cm с хидротермална минерализация представена от зеолити (морденит, подчинено количество хейландит), калцит и кварц (фиг. 2 f).

Основният проблем при изследване промените на вулканското стъкло е разграничаване на няколко минерални фази (смектити, смесеослоест хлорит-монтморилонит, илит-монтморилонит, селадонит и хлорит) присъстващи в образците, с близки, в някои случаи припокриващи се рефлекси, които усложняват твърде много дифракционните картини. Така например конфигурацията на рефлексите при 14-16 Å (фиг. 4a, d) е указание за наличие както на монтморилонитова, така и на смесеослоеста фаза. От друга страна отраженията при 11-12 Å и слабите рефлекси при 25-26 Å, както в палагонитизираните сфероиди, така и в стъклените класти най-вероятно са на илит-монтморилонит (фиг.4a-c).



Фиг. 4. Дифрактограми на хиалокластити от района на Вискяр планина: a-b – палагонитизирани сфероиди; c-d – стъклени класти; e – хидротермално променени сфероиди; f – жилки с хидротермална минерализация в хиалокластитите

Химични изменения

Превръщането на вулканското стъкло в палагонит е съпроводено с преразпределение на главните петрогенни оксиди – изнасяне на K_2O, Na_2O, CaO, MgO и SiO_2 (Hay, Iijima 1968; Гептнер, 1977; Гептнер и др., 1984). Някои автори отбелязват, че съдържанието на K_2O е променливо, което се дължи на палагонитизация осъществена в субаквална (увеличаване съдържанията на K_2O) или субаерална обстановка (намаляване на съдържанията) (Fisher, Schmincke, 1984).

Таблица 1
Химични анализи на вулканско стъкло и палагонит (тегл. %)

Вулканско стъкло				Палагонит		
Оксиди	WS-57	WS-56	WS-57/1	WS-62	WS-62/1	WS-60
SiO_2	57.73	57.67	58.36	53.53	53.67	54.85
TiO_2	0.61	0.58	0.73	0.64	0.69	0.61
Al_2O_3	17.81	17.58	16.94	18.94	17.99	18.88
Fe_2O_3	4.52	4.26	5.17	5.08	5.67	4.84
FeO	1.58	1.49	1.39	1.23	0.66	0.78
MnO	0.10	0.11	0.12	0.11	0.13	0.10
MgO	1.59	1.32	1.64	1.22	1.63	1.86
CaO	6.29	6.61	7.21	6.45	7.06	6.87
Na_2O	2.66	2.98	2.78	1.71	1.41	1.51
K_2O	4.16	3.93	3.15	2.93	1.85	2.30
P_2O_5	0.24	0.23	0.26	0.23	0.25	0.24
ЗН	2.47	2.88	1.88	7.58	8.91	6.88
Сума	99.76	99.64	99.63	99.65	99.92	99.72

При настоящите изследвания е установено, че в процеса на палагонитизация намаляват съдържанията на Na_2O (до 45%), K_2O (36%) и SiO_2 с около 6%. Al_2O_3 се увеличава с 6%, а водата нараства драстично – над 200% (табл 1). Редът на подвижност на компонентите е Na > K > Si. Съдържанията на TiO_2, MnO, MgO и P_2O_5 са относително постоянни, без значителни отклонения в съставите на стъклото и палагонита. В повечето случаи CaO също намалява, но обикновено той се отлага като по-късни карбонати, което е причина за сравнително постоянния му състав. Съдържанията на желязо се запазват, с тази особеност, че се наблюдава тенденция за увеличаване на тривалентната форма за сметка на двувалентната.

Заключение

Хиалокластитите от Вискяр планина, около с. Гоз, Брезнишко са изградени от стъклени сфероиди и запълващо вещество от променени витрокласти. Те са пространствено и генетично свързани с латитови пилоу-лавови потоци и заемат техните челни, горни и долни части. Изследваните хиалокластити показват близко сходство по отношение на състав, структурно-текстурни особености, химизъм и промени с тези от района на селата Мало Бучино и Бабица. Установените и в други райони на Западното Средногорие хиалокластити (Банушев, 2000), дават основание да се предположи, че тези скали са по-широко разпространени, но поради закритост на терена са с по-ограничени прояви на повърхността.

Хиалокластитите са образувани в субаквални условия в резултат на фрагментация, глобулация на топилката и разрушаването на остъклените периферни части на пилоу-лавите. От съществено значение за формирането на хиалокластити и пилоу-лави е вискозитетът на топилката в момента на попадането й във водата (Bonatti, 1965), скоростта на движение на лавата, съотношението на вътрешното и външното налягане. С не по-малко значение са и факторите, от които зависи вискозитета – температура, налягане, наличие на летливи вещества. Попадайки в субаквална среда, в условия на бързо повишаване на вискозитета, в челните, горни и долни части на потока се образуват глобули (сфероиди), които по същество представляват "лавови капки". В резултат на бързото преохлаждане по-малките от тях се остъкляват изцяло. Вътрешните части на по-едрите сфероиди кристализират, благодарение на изолиращата роля на периферната стъклена зона. Витрокластите се формират при разрушаване и десквамация на остъклените периферни части на пилоу-лавите и сфероидите при движението на потока.

Физикохимичните условия на палагонитизацията са все още дискусионни. Въпреки различните становища по въпроса, може да се приеме, че палагонитът се формира по време или малко след изливане на лавата във водата. По-късните промени на вулканското стъкло в хиалокластитите от Западното Средногорие са резултат на нискотемпературните преобразувания на стъклото и наложената хидротермална дейност. Ролята на повишените температури и въздействието на хидротермални разтвори се потвърждава и от наличието на интензивно хидротермално променени сфероиди и стъклени класти, разположени около по-високо проницаеми зони. В тези участъци стъклото е цялостно променено, с разнообразна хидротермална минерална асоциация от хейландит, морденит, кварц, селадонит и хлорит. Измененията са осъществени по схемата: вулканско стъкло → палагонит → монтморилонит → хлорит-монтморилонит → хлорит и са сходни с промените на стъклото от вулканитите от Източното Средногорие. Потвърждава се становището изказано от Jonson (1961), че палагонитизация протича в различни геоложки обстановки, навсякъде където се осъществява съприкосновение на стъклото с водата, както и твърдението, че палагонитът се образува не само по базичното, но и по средното по състав вулканско стъкло (Банушев, 1998).

Литература

Банушев, Б. 1993. Веществен състав и промени на хиалокластитите от алкалната серия в Източното Средногорие. – *Год. МГУ, 39*, св. I - геол., 49-55.

Банушев, Б. 1998. Върху палагонитизацията на средните по състав вулканити от Източното Средногорие. – *Сп. Бълг. геол. д-во, 59*, 3, 143-150.

Банушев, Б. 1999. Петроложка характеристика на хиалокластитите от Източното Средногорие. – *Геохим., минерал. и петрол., 36*, 67-76.

Банушев, Б. 2000. Състав и промени на хиалокластитите от Западното Средногорие – *Сп. Бълг. геол. д-во, 61*, 1-3, 133-141.

Белев, С. 1960. Петрографски и геоложки изследвания върху скалите от еруптивната зона на Вискяр планина и височините североизточно от нея. – *Сп. Бълг. геол. д-во, 21*, 2, 33-60.

Белев, С. 1967. Изследвания върху петрографията и тектониката на Брезнишката котловина. – *Сп. Бълг. геол. д-во, 28*, 2, 139-152.

Борисов, И. 1965. Петрографски изучавания на магматитите северно от гр. Бургас и сравнителна петрохимична характеристика на горнокредните вулканити в България. – *Год. СУ, Геол. - геогр. фак., 58*, кн. 1, геол., 197-233.

Велинов, И. 1967. Пропилити и алунитови кварцити в района на гр. Брезник. – *Изв. Геол. инст., кн. 16*, 205-220.

Велинов, И., Н. Черноколев. 1966. Околорудни изменения и първична самородна мед от Люлин планина. – *Сп. Бълг. геол. д-во, 27*, 2, 197-202.

Велинов, И. Т. Маринов, Н. Стефанов, Д. Бахнева, А. Султанов, В. Атанасов. 1983. Относно металогенната перспективност на Западното Средногорие. – *Сб. Докл. 30 год. ВМГИ*, С. 33-43.

Гептнер, А. Р. 1977. Палагонит и процесс палагонитизации. – *Литол. и полезн. ископ., 5*, 113-139.

Гептнер, А. Р., М. А. Селезнева, С. Б. Смелов, И. Г. Лискун. 1984. Условия образования и начальные стадии изменения базальтового стекла. – *Литол. и полезн. ископ., 4*, 44-62.

Димитров, Р., С. Белев. 1970. Развитие на вулканизма в еруптивната зона на Люлин - Завалска планина. – *Сп. Бълг. геол. д-во, 31*, 3, 315-322.

Загорчев, И., В. Костадинов, Д. Чунев, Р. Димитрова, И. Сапунов, П. Чумаченко, С. Янев. 1991. *Геоложка карта на България в М 1:100000, к. л. Власотинце и Брезник*.

Загорчев, И., В. Костадинов, Д. Чунев, Р. Димитрова, И. Сапунов, П. Чумаченко, С. Янев. 1995. *Обяснителна записка към геоложка карта на България, М 1:100000. Картни листове Власотинце и Брезник*, С., КГМР, "Геология и геофизика" АД, 107 с.

Костов, И., Б. Маврудчиев, А. Кунов. 1967. Разпределение на зеолитовите минерали в Западното Средногорие. – *Изв. Геол. инст., 16*, 61- 94.

Начев, И., Н. Ганева, Я. Миланова. 1981. Седиментология на горната креда в Западното Средногорие. – *Палеонт., стратигр. и литол., 14*, 29-64.

Станишева, Г., Л. Василев 1966. Сенонските трахиандезити около гр. Ахтопол и тяхната алкална автометасоматоза. – *Изв. НИГИ*, *3*, 283-300.

Станишева, Г. 1989. Альпийский магматизм Средногории и Восточных Родоп и связанная с ним металлогения. – КБГА, 14 конгресс, София. *Путеводитель экскурсии 2*, 27-38.

Banushev, B. 1999. Palagonitization of intermediate volcanites from the Eastern Srednogorie (Bulgaria). – *Comp. rend. Acad. Bulg. Sci., 52*, 3-4, 65-68.

Bonatti, E. 1965. Palagonite, hyaloclastites and alteration of volcanic glass in fhe ocean. – *Bull. Volcanol., 28*, 257-270.

Fisher, R. V., H. U. Schmincke. 1984. *Pyroclastic Rocks.* Heidelberg, Springer, Verlag, 318 pp.

Hay, R. L., A. Iijima. 1968. Petrology of palagonite tufs of Koko cratera, Oahu. – *Contribs Mineral. and Petrol., 17*, 2, 141-154.

Jonson, J. 1961. Some observations on the occurence of sideromelan and palagonite. – *Bull. Geol. Inst. and Univers. Upsala, XL*, 81-86.

Препоръчана за публикуване от
Катедра "Минералогия и петрография", ГПФ