

## ПЕТРОЛОГИЯ, SR И ND ИЗОТОПНА ХАРАКТЕРИСТИКА НА КЪСНОКРЕДНИТЕ МАГМАТИТИ ОТ ЮГОИЗТОЧНА ЕТРОПОЛСКА СТАРА ПЛАНИНА, СРЕДНОГОРСКА МАГМЕНА ЗОНА

Станислав Стойков<sup>1</sup>, Йоцо Янев<sup>2</sup>, Роберт Морич<sup>3</sup>, Дени Фонтиние<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Минно Геоложки Университет "Св. Иван Рилски", София 1700, България, e-mail: sstoykov@mgu.bg

<sup>2</sup>Геологически институт, Българска Академия на науките, София 1113, България

<sup>3</sup>Женевски Университет, Женева 1205, Швейцария

### РЕЗЮМЕ

Челопешкият вулкан вмести едно от най-големите Au-Cu находища в Европа. Той е изграден от продуктите на три фази: куполоподобни тела (андезити, латити до трахидацити); лавови, преминаващи в агломерати потоци (със състав, вариращ между андезити, латити, дацити и трахидацити); и нек, изграден от лавобрекчи (андезити до шошонити и латити). Възрастта на вулкана е вероятно туронска. Вулканитите са порфирни с впръслещи от плагиоклаз и амфибол, рядко кварц (в куполоподобните тела) и биотит. Основната маса е микролитова. Лавовите потоци съдържат напълно кристализирани, финнозърнести включения с по-базичен състав, показващи смесване (минглинг) на две родоначални магми. Химичната еволюция на вулканските продукти (от по-кисели към по-базични лави) и липсата на Eu аномалия вероятно се дължат на химично зонирана магмена камера. Микрохимичният състав на изследваните вулканити е подобен на този, характерен за активните континентални крайнини (Андиjsки тип). Съдържанието на Sr изотопи варира в тесни граници между 0,7049 и 0,7054 (коригирани за 90 млн. г.), а Nd изотопни отношения са от 0,5123 до 0,5124 (коригирани за 90 млн. г.).

### ВЪВЕДЕНИЕ

Челопешкият вулкан вмести едно от най-големите Au-Cu находища в Европа, съдържащо повече от 5,5 милиона унции Au и над 10 милиона унции Au еквивалент (Andrew, 1997). Той е разположен на около 65 km източно от София в полите на Стара планина. Поради големия икономически интерес това находище е било обект на множество изследвания в областта на неговата геология и структури (Попов и Мутафчиев, 1980; Popov *et al.*, 2000, 2002), гидротермални изменения (Мутафчиев и Чипчакова, 1969), минералогия, стратиграфия на Горнокредните скални комплекси (Моев и Антонов, 1978a; Димитрова и др., 1984), структурите в района (Моев и Антонов, 1978a; Popov *et al.*, 2000, 2002) и радиометрична възраст (Лилов и Чипчакова, 1999; Velichkova *et al.*, 2001). Петрографските, геохимичните и възрастови характеристики на района на Челопешкото находище са били предмет на по-малък интерес (Мутафчиев и Чипчакова, 1969; Моев и Антонов, 1978a; Stoykov *et al.*, 2002; Stoykov and Pavlishina, 2003). Целта на тази статия е да допълни наличната информация и да изложи новите данни за геологията, петрохимията, Sr и Nd изотопни, минералогични и възрастови характеристики на магмените скали от района на Челопешкия вулкан и дайковите скали източно от него.

### Геоложка позиция на Челопешкия вулкан

Челопешкият вулкан (Popov *et al.*, 2000) се намира в Централносредногорската вулcano-интрузивна зона, част от Средногорската островна дъга (Dabovski *et al.*, 1991). Тази зона се характеризира с развитието на вулcano-

плутонични комплекси, изградени основно от андезити, дацити, гранодиорити и кварц-монцодиорити групирани в 4 последователни фази с възраст в милиони години по Лилов и Чипчакова (1999), както следва: 1<sup>ва</sup> >91, 2<sup>ра</sup> 91-88, 3<sup>та</sup> 88-86 и 4<sup>та</sup> 67-65. Според тези автори продуктите на 1<sup>та</sup>, 2<sup>та</sup> и 4<sup>та</sup> фази са развити в Челопешкия район.

Районът на Челопешкия вулкан (фиг. 1) е изграден от метаморфен цокъл и горнокредни вулкански и седиментни скални последователности. Метаморфитите се разкриват в североизточната част на изследвания район. Те са представени от скалите на Пирдопската и Берковската групи, които имат тектонски контакт по между си. Пирдопската група е изградена от двуслюдени мигматити, редуващи се амфиболити, амфибол-биотитови и биотитови гнайси (Dabovski, 1988). Берковската група е представена от къснодокамбрийски-камбрийски седиментно-вулкански комплекс на вулканско-дъгова асоциация (Haydoutov, 2001). Тя е изградена от почти еднакви части от седиментни и вулкански скали (спилити, кератофири и техните пирокластити), метаморфозирани в зеленошистен фациес. Този метаморфен цокъл е покрит трансгресивно от къснокредни (турон - мастрихт) седиментни и вулкански скали с мощност, надвишаваща 2000 m. Тези метаморфни комплекси са процепени от изток-запад ориентирани андезитови, латитови, дацитови до трахидацитови по състав дайкови тела.

Горнокредният седиментен разрез започва с конгломерати и грубозърнести пясъчници с въгленосни прослойки (Въгленосна задруга, по Моев и Антонов, 1978a), покрити от полимиктови аркозни пясъчници и аргилити (Пясъчникова задруга) с мощност, надвишаваща 500 m. Вероятната възраст на тези две задруги е туронска

(Николаев, 1947; Моев и Антонов, 1978а), потвърдена от новите поленови датировки на Стойков и Павлишина (2003). Гореспоменатите седименти са процепени от вулкански и покрити от седиментните и вулкански скали на Челопешката свита, отделена от Моев и Антонов (1978а) или Туфозната задруга по Димитрова *и др.* (1984). Продуктите на Челопешкия вулкан участващи в тази свита, са обособени във Воздолски член. Тези вулканити са частично еродирани след субхерцинските тектонски деформации (Pоров *et al.*, 2002) и трансгресивно покрити от седиментите на Мирковската свита – червени варовици и мергели (Моев и Антонов, 1978а) или варовиково-мергелната по Димитрова *и др.* (1984). Те са нормално покрити от флиша на Чуговската свита (Моев и Антонов, 1978а) или флишова задруга по Димитрова *и др.* (1984). Скалите на последните две свити изграждат Челопешката синклинала (Моев и Антонов, 1978b), чиито размери са 10×2 km. Запазените от ерозията вулкански скали, благодарение на седиментите, изграждащи бедрата на синклиналата, са срязани и покрити от Челопешкия навлак (Моев и Антонов, 1978b) в източната част на района (Фиг. 1). Последната структура е покрита от Златишкия Неоген-кватернерен грабен.

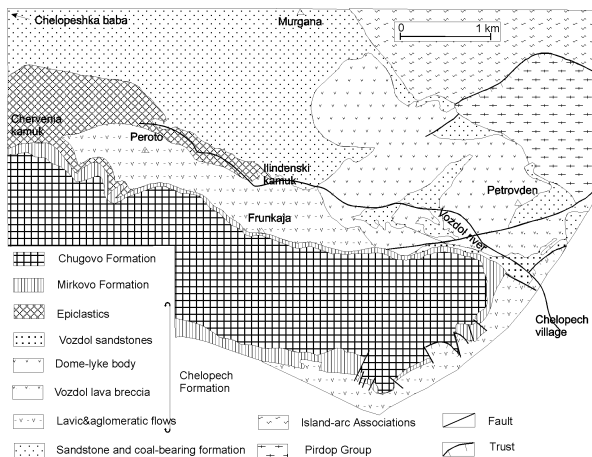


Figure 1. Геоложка карта на югоизточната част на Етрополска Стара планина

Геофизичните данни показват позитивна аномалия с диаметър около 20 km. Тя се локализира между Челопешкия вулкан от юг и Елашкия интрузив от север (Pоров *et al.*, 2002). Тази магнитна аномалия е интерпретирана, като голямо магнитноактивно тяло, отговарящо на плитка магмена камера. Тези автори предлагат тезата, че Челопешкия вулкан и Елашкия плутон представляват единен вулcano-плутоничен комплекс и една рудно-магматична система.

## ГЕОЛОЖКА СТРУКТУРА НА ЧЕЛОПЕШКИЯ ВУЛКАН

### Подложка на Челопешкия вулкан

Тя не е разкрита на повърхността, но наличните данни за нея са от множеството сондажи в района и от подземния Челопешки рудник. Подложката е изградена от скалите на пясъчниковата задруга, чиято дебелина е между 300 и 450 m (Моев и Антонов, 1978а). Pоров *et al.* (2002), на базата на сондажни данни описват олистостромна единица с ограничено разпространение,

която се явява подложка на вулкана в северната част на река Воздол. Тези данни могат да се интерпретират също така и като фрагменти от метаморфния цокъл със седиментна покривка, които са процепени от вулкански тела.

### Челопешки вулкан

Той (стратовулкан според Pоров *et al.*, 2002) е изграден от 3 фази: (i) куполоподобни вулкански тела, (ii) лавови и агломератови потоци и (iii) некоподобно тяло – наречено Воздолски нек (Pоров *et al.*, 2002).

**Куполоподобни вулкански тела.** Те се разкриват на повърхността южно от вр. Мургана (Фиг. 1), без ясни взаимоотношения с продуктите на следващите ги вулкански фази. Тези тела са внедрени в Туронските седименти, където близо до контакта, слоистостта на вместващите ги гравелити и пясъчници е субвертикална (района на Белишка река). Размерите на най-голямото от куполоподобните тела са около 2×1 km. Неговата морфология е сложна, което вероятно се дължи на съставния му характер. Част от тези тела (южно от вр. Мургана) имат куполоподобен строеж (според данните на Моев и Антонов, 1978а), което отговаря на техните петрографски характеристики (виж по-долу). Попов и Мутафчиев (1980) описват тези тела, като субвулкански, а по-късно, като субвулкански интрузии (Pоров *et al.*, 2000). Тези автори отделят ранни и късни субвулкански интрузии. Лилов и Чипчакова (1999) определят възрастта на тези скали, в интервала 65-67 млн. г., ползвайки K-Ar метод. Получените резултати, вероятно отговарят на по-късни геоложки процеси, а не кореспондират на кристализационната възраст на разглежданите вулканити (виж по-долу).

**Лавови до агломератови потоци,** изграждащите ги късове достигат до около 30 cm в горните нива на телата. В някои участъци на лавовите потоци се наблюдава субвертикална призматична напуканост (района на Иланденска река). Общата дебелина на тези вулкански продукти според сондажни данни (Pоров *et al.*, 2002) възлиза на 1200 m. Възрастовите определения на незасегнати от хидротермални промени андезити по K-Ar метод дават Туронска възраст (91 млн. г. според Лилов и Чипчакова, 1999). Подобни резултати са получени и при U-Pb датировки по циркони от хидротермални промени, както и минерализирани андезити от рудника, за които  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  възраст е  $91,45 \pm 0,15$  млн. г. (Moritz *et al.*, 2003). Местоположението на вулканският център не е ясно. Вероятно той е бил разположен в района на Челопешкия рудник (респективно в района на Чуговска река), където два дълбоки сондажа пресичат мощни вулкански комплекси (1700-2000 m). Други сондажни изработки в района на рудника пресичат вулканити с дебелина до 700-800 m. Тази разлика в дебелините е прекалено голяма за да може да се отдаде на калдерно пропадане. Pоров *et al.* (2000, 2002) предполагат наличието на такава структура, основавайки се на присъствие на концентрични разломи. Различни автори описват наличието на вулкански брекчи и туфи в пределите на подземния рудник (Мутафчиев и Чипчакова, 1969; Попов и Мутафчиев, 1980). Тези скали са силно хидротермално променени и вероятно голяма част от тях са били епикластити.

В западната част на района, в близост до вр. Червения камък, горните нива на агломератовите потоци са прослоени и покрити от псафитни и псемитни епикластични скали, които от своя страна се редуват с пясъчници и аргилити, принадлежащи към Челопешката свита.

**Воздолски нек.** В източната част на долината на река Воздол (Фиг. 1), на юг от Петровденския разлом се разкрива вулканска брекча на площ  $1.5 \times 0.250$  km. Тези скали са интерпретирани, като най-младия нек и наречени Воздолски моновулкан от Pоров *et al.* (2000, 2002). Тези скали са датирани като Туронски, посредством  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  метод по биотит (Velichkova *et al.*, 2001). По-старите K-Ar датировки на Лилов и Чипчакова (1999), дават 65 млн. г. за същите скали. Последните резултати вероятно отговарят на по-млади геоложки събития, а не представят кристализационната възраст на Воздолските вулканити. Воздолският нек е изграден от лавови брекчи с късове от 20 до 80 cm, споени с лавов материал. В източната периферия на това тяло, в спойката се появява седиментен материал (пясъчници до гравелити), количеството на тази седиментна спойка се повишава към границите на тялото, където той формира малки лещи и слоеве. Това показва наличие на седиментация по времето на образуването на това вулканско тяло, както и началото на неговата денудация и преотлагане под формата на късове в по-младите пясъчници, разкриващи се в района на Воздол.

#### Покривка на Челопешкия вулкан

Тя е представена от Воздолските пясъчници (в източната част), гинестите варовици на Мирковската свита (в централната част) и седиментите на Челопешката свита (в западната част).

Воздолските пясъчници имат локално разпространение и досега не са описвани, като самостоятелна литостратиграфска единица. Те се разкриват на повърхността на около  $2.5 \times 1$  km и са частично покрити от Челопешката синклинала. Дебелината на тези пясъчници е различна, те показват максимална мощност (до 250 m) по поречието на река Воздол и в пределите на синклиналата. Воздолските пясъчници са вероятно флувиални или крайбрежни образувания (Stoykov and Pavlishina, 2003), с туронска възраст (Николаев, 1947), потвърдена от новите поленови датировки на Stoykov and Pavlishina (2003). Тези пясъчници са грубозърнести, дебелопластови, с характерна коса слоистост. Сред тях се наблюдават малки лещи, изградени от въглищно вещество, също така и два конгломератови пласта (описвани в миналото, като туфи от Моев и Антонов, 1978а и Попов и Мутафчиев, 1980). Късове са съставени от отломки на различни вулкански скали (включително и от Воздолския нек), с вариращи размери, достигащи до 1 m. Те могат да се интерпретират, като продукт на кални потоци. Сравнени с пясъчниците от Челопешката свита, Воздолските съдържат повишено количество мусковит, говорещ за друг източник на теригенния материал, вероятно отделен от метаморфитите на Пирдопската група, разположени на север.

Частично еродираният Челопешки вулкан (в централната част на района) и Воздолските пясъчници (на изток) са трансгресивно покрити от червеникавите глинести варовици на Мирковката свита (Моев и Антонов, 1978а). Дебелината на тези варовици достига до 30-40 m. Те включват фрагменти (с размери до 25-30 cm) от различни вулкански скали, както и от Воздолските пясъчници. Карбонатни нанофосили от основата на тези червеникави варовици, са определени, като късно сантонски до кампански (непубликувани данни на К. Стойкова, Геологически институт, БАН). Тези скали са конкордантно покрити от флишоподобно редуване на седименти описани, като Чугувска свита (Моев и Антонов, 1978а). Тя е съставена от редуване на пясъчници, аргилити и алевролити, чиято дебелина достига до 500 m. Седиментите на последните две свити, изграждат Челопешката синклинала. Вулканокластични скали не се наблюдават в района на Челопешкия вулкан, такива комплекси са описани в други части на Панагюрската зона (Velichkova *et al.*, 2002).

#### Дайки

Те са ориентирани основно в изток-западна посока и са внедрени в докъсносредния цокъл, представен от метаморфитите на Берковската и Пирдопската групи. Тези дайкови скали нямат ясни взаимоотношения с продуктите на Челопешкия вулкан. Най-голямата разкрита дайка има дължина, надвишаваща 7 km.

### ПЕТРОЛОГИЯ НА ИЗСЛЕДВАНИТЕ МАГМЕНИ СКАЛИ

#### Методи

Съдържанията на главните и елементите следи са анализирани чрез РФА в лабораториите на Университета в гр. Лозана (Швейцария). Количествата на редкоземните химични елементи са определени посредством ИСП-АЕСА по процедурата описана от Voldet (1993). Петроложките изследвания са проведени върху свежи образци. Представителни анализи от различни фази на Челопешкия вулкан, както и от дайките, разположени източно от него са поместени в Таблицы 1 и 2. Съдържанията на някои елементи следи са определени посредством РФА в лабораториите на Университета в гр. Женева. Микросондовите анализи на минерали са извършени върху препарати от 10 образца, характеризирани различни фази на Челопешкия вулкан и дайковите скали от района. Те са осъществени в Университета в гр. Лозана (Швейцария) с апарат CAMEBAX SX-50.

#### Петрография

Вулканските скали са шошонити, андезити, латити до дацити и трахидациити (Фиг. 2).

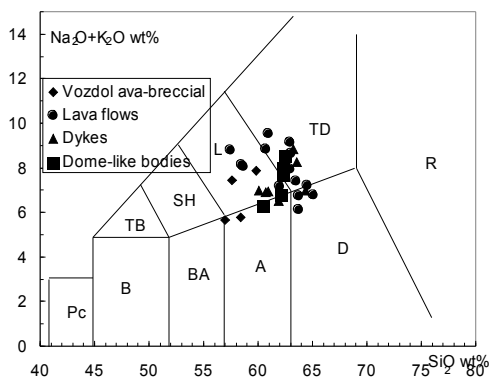


Figure 2. TAS диаграма по Le Maitre (1989) на представителни образци от изследваните магмени скали (B, базалт; BA, андезито-базалт; A, андезит; D, дацит; SH, шошонит; L, латит; TD, трахидацит)

Магмата на Челопешкия вулкан еволюира от по-кисели вулкански скали 61-64 тегл. % SiO<sub>2</sub> в по-ранните продукти (куполоподобните тела и лавите и агломератови потоци) към по-базични с 55,5-58 тегл. % SiO<sub>2</sub> за Воздолските вулкански скали (Таблица 1).

Таблица 1. Химичен състав (главни елементи) на представителни проби от разглежданите магмени скали

Окиси тегл. %	Куполоподобно тяло	Лавови потоци	Воздолски лавобрекчи	Дайки
SiO <sub>2</sub>	61,22	63,01	57,11	60,07
TiO <sub>2</sub>	0,54	0,51	0,65	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,98	16,36	18,35	16,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,01	4,94	7,03	4,04
MnO	0,14	0,12	0,12	0,2
MgO	1,44	1,63	1,75	1,61
CaO	3,38	4,91	4,87	5,34
Na <sub>2</sub> O	5,32	3,39	4,19	3,69
K <sub>2</sub> O	2,70	2,74	3,27	3,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,23	0,26	0,20
З. П. Н.	1,73	1,16	1,55	3,71
Сума	99,71	99,00	99,15	98,99

Куполоподобните тела са порфирни с микролитова основна маса и андезитов, латитов до трахидацитов химизъм. Тези вулканити са изградени от плагиоклазови и зонални, амфиболови порфири, в по-малки количества са представени биотит, кварц и титанит. Микролитите в тези скали са представени от същите минерали.

Съставът на лавовите потоци е предимно латитов, в подчинени количества са представени андезити, дацити и трахидацити. Тези вулканити са високопорфирни с микролитова основна маса. Порфирите (> от 40 обемни %), са представени от плагиоклаз, зонален амфибол, малко биотит и титанит, а микролитите са само плагиоклаз и амфибол. Акцесорните минерали са апатит, циркон и титаномagnetит. Лавовите потоци съдържат дребнозърнести, напълно изкристализирали магмени включения, изградени от същите минерали (плагиоклаз, амфибол и в по-малки количества биотит), техните порфири обаче притежават различен химизъм. Границите

на тези включения са очертани от зона, изградена от дребнозърнест кварц. Наличието на тези относително по-базични магмени включения може да се приеме, като знак за осъществени процеси на магмено смесване.

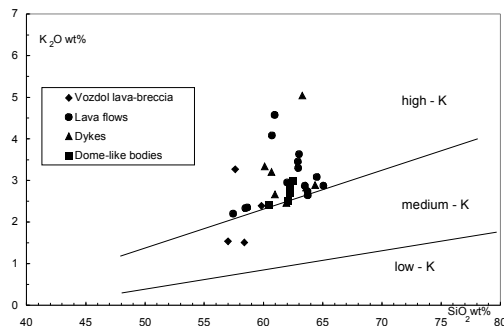


Figure 3. SiO<sub>2</sub> - K<sub>2</sub>O диаграма по Le Maitre (1989) за представителни анализи от изследваните магмени скали

Воздолските андезити, латити и шошонити показват подобни петрографски характеристики, но техните порфири (плагиоклаз, амфибол, по-малко биотит и титанит) са в по-малки количества в сравнение с другите продукти на Челопешкия вулкан. Основната маса е изградена от микролити на същите минерали, като калиевия фелдшпат е представен единствено в тази вулканска фаза.

Дайките са с андезитов, латитов, дацитов до трахидацитов химизъм. Плагиоклазът, амфиболът, биотитът и титанитът дават порфирния облик на тези скали.

### Химизъм на минералите

Съставът на плагиоклазовите порфири на Мурганското куполоподобно тяло варира от An<sub>38,5-42,2</sub> (център) до An<sub>38,7-46,2</sub> (периферия); за тези от лавовите потоци съставът варира от An<sub>42,5-48,2</sub> (център) до An<sub>30,1-53,9</sub> (периферия); за химизма на порфирите от Воздолските вулканити е характерна по-малка вариация от An<sub>50,8</sub> за ядрата до An<sub>36,2</sub> в обвивките; и за дайковите скали An<sub>44,1-46,2</sub> (център) до An<sub>40,7-44,2</sub> (периферия). Съставът на периферните участъци на порфирния плагиоклаз варира силно и частично припокрива полето на минералните ядра. Съставът на плагиоклаза от основната маса варира от An<sub>31</sub> до An<sub>48</sub>. Калиевия фелдшпати (Or<sub>86-93</sub>) са наблюдавани само под формата на микролити в основната маса на Воздолските вулканити. Mg<sup>#</sup> в амфиболите от всички магмени скали варира между 0,48 и 0,67. Силициевото съдържание във формулните единици на този минерал е между 6,40 и 6,55, химичния му състав се проектира на границата на полетата на магнезиевия хайстингсит, паргасита, феропаргасита, хайстингсита и железния еденит на класификационната диаграма на Leake *et al.* (1997). Химизмът на амфиболовите кристали от мафичните включения се различава от този на порфирите в магмените скали. Те се характеризират с повишени стойности на Mg<sup>#</sup>, между 0,70 и 0,83, съответно те се класифицират само, като магнезиеви хайстингсита. Съдържанието на силиций във формулните единици на амфиболите от тези включения е съответно между 5,90 и 6,10.

## Елементи следи

MORB-нормираните разпределения на някои химични елементи от описваните магмени скали, показват обогатяване на LIL-елементите и в по-малка степен на HFSE (Ce, Zr, P и Hf), със силна отрицателна Nb аномалия и обедняване на Fe-Mg елементи (Таблица 2). Изучаваните магматити показват поведение на тези химични елементи, подобно на това при субдукционносвързан магматизъм с привнос на компоненти от седиментен материал, въвлечен в процесите на топене. По отношение вулканизма от Андийския тип активна континентална окрайнина, разглежданите магматити се характеризират със слабо обогатяване на K<sub>2</sub>O, Ba и Hf, както и обедняване на Nb, TiO<sub>2</sub>, Zr и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

Таблица 2. Елементи следи в представителни проби от разглежданите магмени скали

Елемент-ти (в г/т)	Куполоподобно тяло	Лавови потоци	Воздолски лавобрекчи	Дайки
Nb	7	7	6	9
Zr	121	98	127	123
Y	23	20	18	22
Sr	1430	781	871	641
Rb	72	63	46	102
Th	4	3	3	4
Pb	17	16	15	13
Ga	18	19	18	19
Zn	46	72	137	49
Cu	25	26	35	7
Ni	3	2	4	2
Co	50	10	13	7
Cr	10	14	15	13
V	96	127	139	89
Ba	870	1441	768	726
S	12	113	29	11
Hf	7	6	6	6
Sc	6	10	9	10
As	11	6	3	7
La		22,9	21	25,2
Ce		49,3	44,7	53,3
Pr		5,3	5,2	6,4
Nd		24	22,8	24,8
Sm		4,9	4,6	4,9
Eu		1,26	1,27	1,23
Gd		3,3	3	3,6
Dy		3,1	3	3,2
Ho		0,66	0,64	0,67
Er		1,8	1,7	1,8
Tm		0,26	0,24	0,26
Yb		1,5	1,4	1,6
Lu		0,22	0,18	0,25

Всички скални разновидности показват фракционирани LREE и относително постоянни отношения, на хондрит нормализираните HREE (Stoykov *et al.*, 2002), поведение характерно за субдукционносвързан магматизъм. Обогатяването на LREE е в рамките на 33 до 105 пъти спрямо хондритовите съдържания, докато La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub>

отношение варира от 10 до 13 пъти. Нормираните средни и тежки редкоземни елементи показват сравнително еднообразен ход, надвишавайки хондритовите съдържания от 5 до 30 пъти. Липсата на Eu аномалия, говори за отсъствието на плагиоклазово фракционирание в хода на магмената еволюция на продуктите на Челопешкия вулкан. Тези данни могат да се интерпретират като пример за зонирана магмена камера (според модела на Hildreth, 1981). Скалите на Мурганското куполоподобно тяло показват относително набогатяване на LREE по отношение на лавовите потоци и Воздолските вулкани.

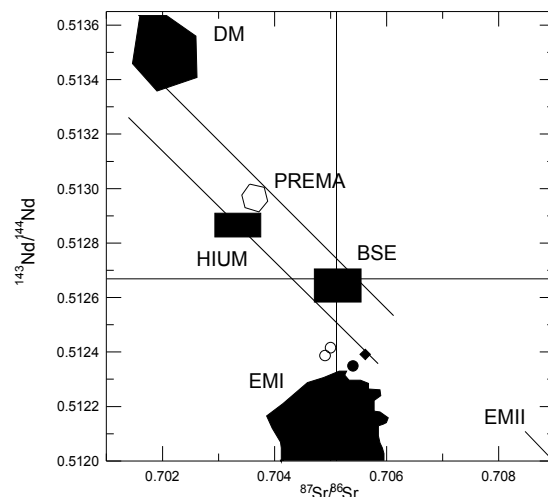
## Sr и Nd изотопи

Стронциевите изотопни отношения на скалите от Челопешкия вулкан и дайковите разновидности варират в тесни граници между 0,7049 и 0,7055, след корекция за 90 млн. г. (Stoykov *et al.*, 2002). Най-общо <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr отношения попадат в полето от 0,7046 до 0,7061 (след корекция за 80 млн. г.) на вулкани (андезити и дацити) и плутонити (гранодиорити и гранити) от Панагюрския район, дефинирано от Kouzmanov *et al.* (2001).

Таблица 3. Sr и Nd изотопен състав

	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr <sub>90Ma</sub>	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd <sub>90Ma</sub>
Куполоподобно тяло	0,7054	0,5125
Лавови потоци	0,7050	0,5125
Воздолски лавобрекчи	0,7049	0,5124
Дайки	0,7055	0,5125

Nd изотопни отношения на изучаваните вулкани показват тесен интервал на вариация от 0,5123 до 0,5125 при корекция за 90 млн. г.



Фигура 4. Sr - Nd изотопна, корелационна диаграма, показваща главните мантийни резервоари по Zindler and Hart (1986). Празни кръгове, Воздолски лавобрекчи; запълнен кръг, лавови и агломератови потоци; запълнен ромб, куполоподобно тяло. **DM**, обеднена мантия; **BSE**, средно мантийно съдържание; **EMI** и **EMII**, обогатена мантия; **HIUM**, мантия с високо U/Pb отношение; **PREMA**, най-често наблюдаван мантиен състав

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Горнокредните магмени скали от югоизточната част на Етрополска Стара планина принадлежат към Централно Средногорската магмена зона. Тези магматити показват калциевоалкален и шошонитов афинитет и са с вероятна туронска възраст. Магмата еволюира от по-кисели вулканици с 61-64 тегл.% SiO<sub>2</sub> за по-ранните вулканици продукти (куполоподобните тела и лавовите и агломеративи потоци) към по-базични 55,5-58 тегл.% SiO<sub>2</sub> за по-късните (Воздолски нек, изграден от лаво-брекчи). Промяната в химизма им и липсата на Eu аномалия, говорят за процеси, протекли в химично зонирана магмена камера. Магменото смесване заедно с процесите на кристализационно фракциониране, контролират развитието на андезитовия Челопешки вулкан. Поведението на елементите следи в тези магми е подобно на това, наблюдавано в андезитовите скали, образувани в активните континентални крайнини. Sr и Nd изотопни характеристики говорят за зараждането на разглежданите магми в мантиен източник, обогатен на коров материал.

*Благодарности.* Това изследване е подпомогнато от Швейцарския Фонд за Научни Изследвания, чрез SCOPES - двустранен научен проект 7BUPJ062276 и изследователски проект 21-59041.99. То е част от ABCD-GEODE: Geodynamics and Ore Deposits Evolution of the Alpine-Balkan-Carpathian-Dinaride Province (АБСД-ГЕОДЕ: Геодинамика и Еволюция на Рудните Находища от Алпо-Балкано-Карпато-Динаридната Провинция), изследователска програма на Европейската Научна Фондация. Авторите изказват благодарност на Дж. Морис и П. Волдет (Женевски Университет) за тяхната помощ, при провеждането на микросондовите анализи и определяне съдържанията на редкоземните химични елементи.

Литература

Димитрова, Е., Начев, И. Славов, И. 1984. Стратиграфия на Горната Креда в Панагюрско. - *Палеонт. Стратигр. Литол.*, София, **19**, 65-84. (бълг.).  
 Лилов, П., Чипчакова, С. 1999. К-Аг датиране на Къснокредни магмени и хидротермално променени скали от Централното Средногорие. - *Геохим. Минерал. Петрол.*, София, **36**, 77-91. (бълг. с резюме на англ.).  
 Моев, М., Антонов, М. 1978а. Стратиграфия на Горната Креда в източната част на Стрелчанско-Челопешката ивица. - *Годишник на Минно-геоложкия университет*, **23**, св. II - *Геология*, 7-27 (бълг. с резюме на англ.).  
 Моев, М., Антонов, М. 1978б. Структура на източната част на Стрелчанско-Челопешката ивица. - *Годишник на Минно-геоложкия университет*, **23**, св. II - *Геология*, 31-49 (бълг. с резюме на англ.).  
 Мутафчиев, И., Чипчакова, С. 1969. Хидротермални промени на скали от Сенонския вулканичен комплекс на златно-пиритното находище Челопеч (Пирдопско). - *Год. Геол. Инст., Сер. Метал., Неметал. Минерал. Наход.*, **18**, 125-142 (бълг. с резюме на рус.).

Николаев, Г. 1947. Приноси към геологията на южните склонове на Стара планина, между Ботевград и Златишкия проход. - *Сп. Бълг. Геол. д-во.*, **15/19**, 1-18 (бълг. с резюме на фр.).  
 Попов, П., Мутафчиев, И. 1980. Структура на Челопешкото меднорудно поле. - *Годишник на Минно-геоложкия университет*, **25**, св. II - *Геология*, 25-41 (бълг.).  
 Andrew, C. 1997. The geology and genesis of the Chelopech Au-Cu deposit, Bulgaria: Europe's largest gold recourse. - In: *Europe's Major Gold Deposits. Abstracts Vol.*, 68-72.  
 Bourdon, E., Eissen, J.P., Monzier, M., Robin, C., Martin, H., Cotten, J., Hall, M. 2002. Adakite-like lavas from Antisana volcano (Ecuador): Evidence for slab melt metasomatism beneath the Andean Northern Volcanic Zone. - *J. Petrol.*, **43**, 199-217.  
 Bowring, S., Erwin, D. 1998. A new look at evolution rates in deep time: Uniting paleontology and high-precision geochronology. - *GSA Today*, **8**, 1-8.  
 Brophy, J., Dreher, S. 2000. The origin of composition gaps at South Sister volcano, central Oregon: Implication for fractional crystallization processes beneath active calc-alkaline volcanoes. - *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **102**, 287-307.  
 Dabovski, Ch. 1988. Precambrian in the Srednogorie zone (Bulgaria). - In: Cogne, J., D. Kozhoukharov, H.G. Krautner (eds) *Precambrian in Younger Fold Belts*. Essex, 841-847.  
 Dabovski, Ch., Harkovska, A., Kamenov, B., Mavrudchiev, B., Stanisheva-Vasileva, G., Yanev, Y. 1991. A geodynamic model of the Alpine magmatism in Bulgaria. - *Geol. Balcanica*, **21**, 4, 3-15.  
 Ewart, A. 1982. The mineralogy and petrology of Tertiary: Recent orogenic volcanic rocks, with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. - In: Trope, R.S. (ed) *Andesites*. Chichester, Wiley, 25-98.  
 Haydoutov, I. 2001. The Balkan island-arc association in West Bulgaria. - *Geol. Balcanica*, **31**, 1/2, 109-110.  
 Hildreth, W. 1981. Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. - *J. Geophys. Res.*, **86**, 10153-10192.  
 Kouzmanov, K., Moritz, R., Chiaradia, M., Ramboz, C. 2001. Sr and Pb isotope study of Au-Cu epithermal and porphyry-Cu deposits from the southern part of the Panagyurishte district, Sredna Gora zone, Bulgaria. - In: A. Piestrzynski et al. (eds) *Mineral Deposits at the Beginning of the 21<sup>st</sup> Century*. Lisse, Swets & Zeitlinger Publ., 539-542.  
 Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on amphiboles in the IMA Commission on new minerals and minerals names. - *Eur. J. Mineral.*, **9**, 623-651.  
 Le Maitre, R.W. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Oxford, Blackwell, 193 p.  
 Moritz, R., Jacuat, S., Chambeffort, I., von Quadt, A., Petrunov, R., Fontignie, D. 2003. Controls on ore deposition at the high-sulfidation Au-Cu Chelopech deposit, Panagyurishte ore region, Bulgaria. - In:

- Geodynamics and Ore Deposits Evolution of the Alpine-Balkan-Carpatian-Dinaride Province Workshop Abstract volume; Seggau, Austria, 37-38.*
- Pearce, J. A. 1982. Chemical and isotope characteristics of destructive margin magmas. - In: Trope, R.S. (ed) *Andesites*. Chichester, Wiley, 525-548.
- Popov, P., Petrunov, R., Strashimirov, S., Kanazirski, M. 2000. Elatsite-Chelopech ore field. - In: *Guides to Excursions A and C, ABCD-GEODE 2000 Workshop*, Borovets, 8-18.
- Popov, P., R. Radichev, S. Dimovski. 2002. Geology and evolution of the Elatsite-Chelopech porphyry-copper - massive sulfide ore field. - *Ann. Univ. Mining and Geol.*, **43/44**, part 1 - Geol., 31-44 (in Bulgarian).
- Robin, C. 1982. Regional distribution and character of active andesite volcanism - Mexico. - In: Trope, R.S. (ed) *Andesites*. Chichester, Wiley, 137-148.
- Stoykov, S., Yanev, Y., Moritz, R., Fontignié, D. 2002. Late Cretaceous magmatism of Chelopech region, Central Srednogorie volcanic-intrusive zone (Bulgaria). - *Geol. Carpat. Special issue*, **53** (electronic version).
- Stoykov, S., Pavlishina, P. 2003. New data for Turonian age of the sedimentary and volcanic succession in the southeastern part of Etropole Stara Planina Mountain, Bulgaria. - *C. R. Acad. bulg. Sci.* (in print).
- Velichkova, S., R. Handler, F. Neubauer, J. Ivanov. 2001. Preliminary  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral ages from the Central Srednogorie Zone, Bulgaria: Implication for the Cretaceous geodynamics. - *Romanian J. Mineral Deposits*, **79**, 112-113.
- Velichkova, S., Handler, R., Neubauer, F., Ivanov, J. 2002. Preliminary  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral ages from the Central Srednogorie Zone, Bulgaria: Implication for the Cretaceous geodynamics. - In: *ABCD - GEODE Workshop, Sofia*.
- Voldet, P. 1993. From neutron activation to inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry in the determination of rare-earth elements in rocks. - *Trends Anal. Chem.*, **12**, 8.
- Zindler and Hart (1986). Chemical geodynamics. *An. Rev. Earth Planet. Sci.*, **14**, 493-571.

Препоръчана за публикуване от катедра  
"Геология и проучване на полезните изкопаеми", ГПФ