

Magmatic characteristics and crystallization condition of the Gasht- Masuleh gabbros (North of Iran) based on clinopyroxene and orthopyroxene composition

Leila Rezaei ¹, Mohssen Moazzen ^{1*} and Martin J. Timmerman ²

¹ Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

² Institute of Geosciences, University of Potsdam, Potsdam, Germany

Abstract

The Alborz Range, as a part of the Alpine-Himalayan orogeny, formed during the Cimmerian orogeny due to northward movements of the Central Iran micro-plate towards Eurasia. Subsequently, it underwent different compressional and extensional geological events from the Late Triassic collision to the recent ongoing contraction and volcanism. The gabbros in the Gasht-Masuleh area are small kilometer-sized cumulate and isotropic gabbro bodies that intruded the Paleozoic metasediments and Mesozoic sediments in the three localities including Chapul, Gilvandeherud, and Zudel. Clinopyroxene chemistry suggests that the calc-alkaline parent magma formed in a transitional environment between arc and extension related tectonic settings. Diopside clinopyroxene composition is $Wo_{47-51} En_{43-49} Fs_{4-9}$ and enstatite orthopyroxene has $Wo_{0-3} En_{71-79} Fs_{20-28}$ composition. The low TiO_2 content of clinopyroxene indicates a depletion of parental magma source during old subduction in the north of Iran. Using different thermometers, based on clinopyroxene and orthopyroxene composition suggest that the crystallization temperature of pyroxene was low (~800 °C). Al_2O_3 , Na_2O and Cr_2O_3 contents of orthopyroxene and clinopyroxene are low indicating the crystallization of the parent magma at low pressure at upper crustal levels.

Key words: Pyroxene, gabbro, Gasht- Masuleh, Alborz

* moazzen@tabrizu.ac.i

ویژگی ماگمایی و شرایط تبلور گابروهای گشت-ماسوله (شمال ایران) بر پایه ترکیب کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن

لیلا رضائی^۱، محسن مؤذن^{۱*} و مارتین ج. تیمرمن^۲

^۱ گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۲ انیستیتوی علوم زمین، دانشگاه پتسدام، آلمان

چکیده

رشته کوه البرز بخشی از کوهزایی آلپ-همالیاست که هنگام کوهزایی سیمیرین و در پی حرکت‌های رو به شمال میکروپلیت ایران مرکزی به سوی اوراسیا پدید آمده و با گذر از دوران‌های زمین‌شناسی دچار رویدادهای گوناگون کششی و فشارشی از زمان تریاس پایانی تا ولکانیسم‌های اخیر شده است. گابروهای کومولایی و ایزوتروپ منطقه گشت-ماسوله در البرز به صورت توده‌های کوچک در سنگ‌های رسوبی دگرگون‌شده پالئوزوییک و رسوب‌های مزوزوییک در نزدیکی سه روستای چپول، گیلونده‌رود و زودل برونزد دارند. ماگمای سازنده این گابروها با ویژگی کالک‌آلکان در یک پهنه زمین‌ساختی تحولی مرتبط با کمان و نیز مرتبط با کشش پدید آمده است. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن در این گابروها، $Wo_{۴۷-۵۱} En_{۳۳-۴۹} Fs_{۴-۹}$ و از نوع دیوپسید است. ارتوپیروکسن نیز از نوع انستاتیت با ترکیب $Wo_{۰-۳} En_{۷۱-۷۹} Fs_{۲۰-۲۸}$ است. میزان TiO_2 کم در ترکیب کلینوپیروکسن نشانه تهی‌شدگی ماگمای مادر این سنگ‌ها در هنگام رویداد فرورانش‌های پیشین در شمال ایران است. محاسبه‌های داماسنجی به روش‌های گوناگون بر پایه ترکیب پیروکسن نشان می‌دهد ماگمای مادر این گابروها در دماهای کمابیش کم (نزدیک به ۸۰۰ درجه سانتیگراد) متبلور شده است. میزان کم Cr_2O_3 ، Na_2O ، Al_2O_3 در کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن نشان می‌دهد تبلور ماگمای مادر این گابروها در فشار کم و در سطوح بالایی پوسته روی داده است.

واژه‌های کلیدی: پیروکسن، گابرو، گشت-ماسوله، البرز

* moazzen@tabrizu.ac.ir

Copyright©2019, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

DOI: <https://doi.org/10.22108/ijp.2020.119832.1151>

مقدمه

رشته کوه‌های البرز در شمال ایران شواهدی از رخدادهای کهن زمین‌شناسی را در خود جای داده است. مهم‌ترین رویداد زمین‌شناسی در رشته کوه‌های البرز به فرورانش و بسته‌شدن اقیانوس تتیس کهن در تریاس پایانی مربوط است (Adamia *et al.*, 1981). در پی این رویداد، بلوک ایران به اوراسیا برخورد کرده است و رشته کوه‌های البرز پدید آمده‌اند (Baud *et al.*, 1991; Saidi *et al.*, 1997; Stampfli *et al.*, 2002). اکتویژیت‌های شاندرمن در البرز از نشانه‌های بسته‌شدن این اقیانوس به‌شمار می‌روند (Moazzen *et al.*, 2010; Omrani *et al.*, 2013). در هنگام رویدادهای گوناگون زمین‌شناسی، ماگماتیسم فشارشی و کششی در البرز ادامه داشته است (Verdel *et al.*, 2011; Shafeie *et al.*, 2016). سنگ‌های گابرویی گشت-ماسوله در باختر فومن میان گشت و ماسوله در نزدیکی روستاهای چپول، گیلونده‌رود و زودل رخنمون دارند. برپایه اطلاعات نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ بندر انزلی (Nazari *et al.*, 2004)، این توده‌های مافیک دربردارنده سنگ‌های گابروی لایه‌ای و ایزوتروپ هستند. بررسی‌های پیشین پیدایش این سنگ‌ها را به سری توله‌ایتی در پهنه قاره‌ای (Hassanzadeh Estakhrbajari, 1997)، سری آلکالن حاشیه قاره‌ای را به بازشدگی زمان کرتاسه و حتی سنوزویک (Kosari, 1997) و سری توله‌ایتی و وابسته به فرورانش ارتباط می‌دهند (Lashani, 2014; Khalatbari Jafari *et al.*, 2016). Rezaei و همکاران (۲۰۱۸) نشان می‌دهند این سنگ‌ها از ماگمایی با ویژگی ساب‌آلکالن (کالک آلکالن) در یک پهنه زمین‌ساختی وابسته به کمان و نیز وابسته به کشش پدید آمده‌اند. در این پژوهش، برای شناسایی نوع ماگمای مادر این

سنگ‌ها، پهنه زمین‌شناسی پیدایش آنها و شرایط دما و فشار ماگمای سازنده این سنگ‌ها، شیمی کانی کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن بررسی شده است.

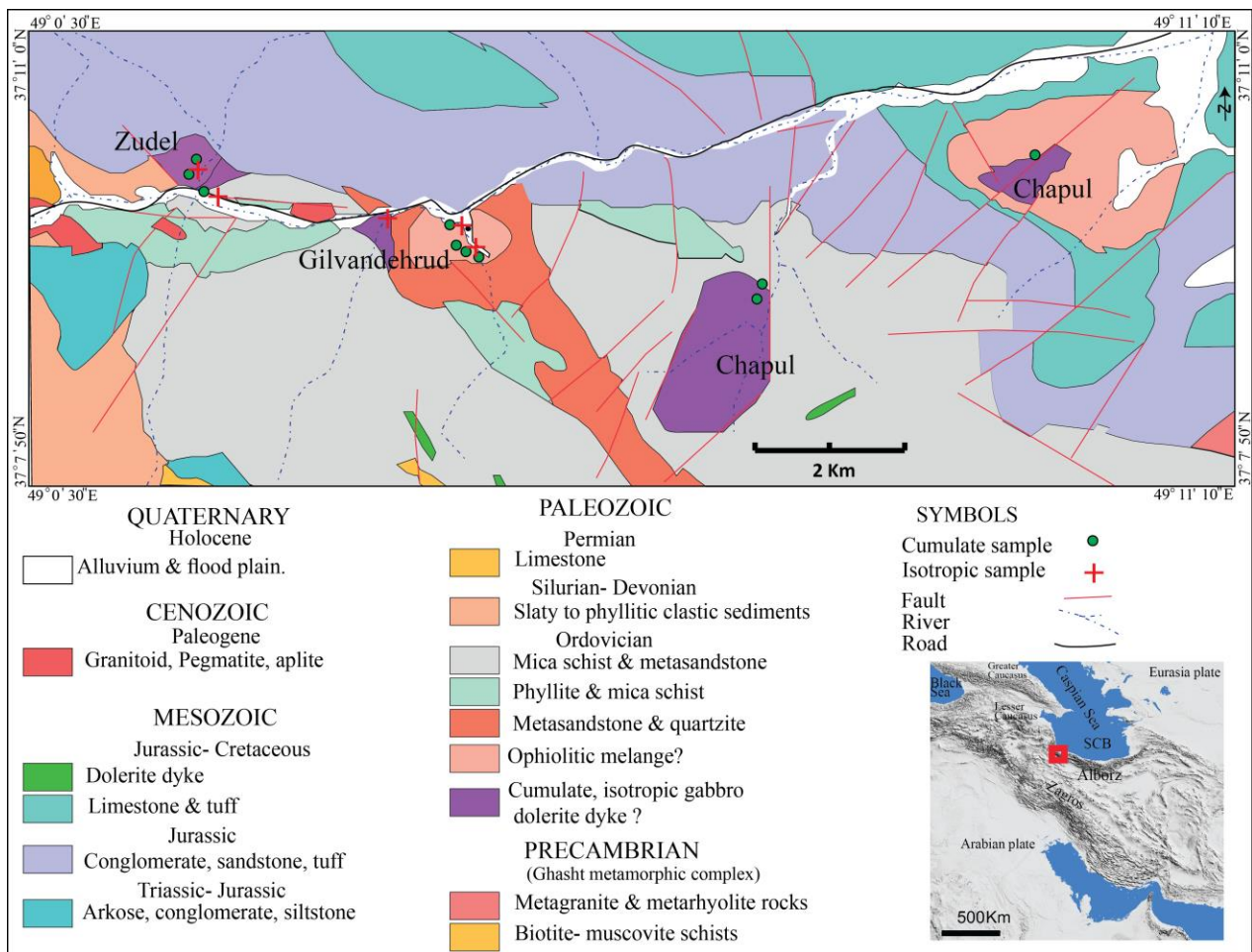
زمین‌شناسی منطقه

منطقه گشت-ماسوله در شمال ایران در کوه‌های البرز باختری در طول‌های جغرافیایی $0^{\circ}49'10''$ تا $49^{\circ}11'10''$ خاوری و عرض‌های جغرافیایی $37^{\circ}07'50''$ تا $37^{\circ}11'0''$ شمالی جای دارد. برپایه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ بندر انزلی (Nazari *et al.*, 2004)، توده‌های بازیگ و الترابازیگ در باختر فومن و میان گشت و ماسوله رخنمون دارند (شکل ۱). برپایه اطلاعات این نقشه، توده‌های بازیگ دربردارنده سنگ‌های گابروی کومولایی و ایزوتروپ هستند. در این نقشه، این سنگ‌ها همانند مجموعه افیولیتی دگرگون‌شده اسالم-شاندرمن، به سن کامبرین پایانی-مزوزویک آغازین (?) دانسته شده‌اند، البته بررسی‌های صحرائی این پژوهش نشان می‌دهند گابروها از سن پیشنهادی در این نقشه جوان‌تر هستند.

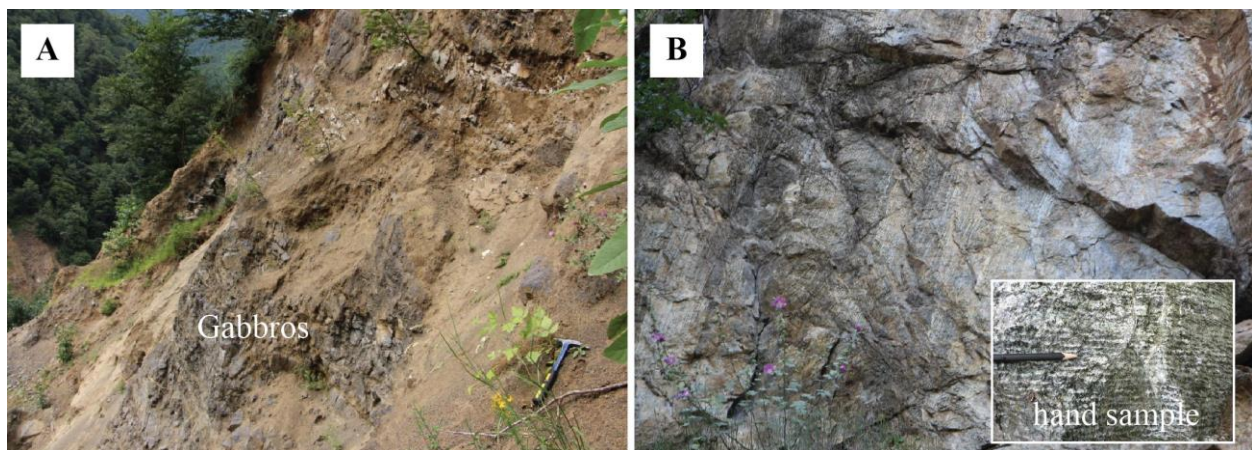
واحد فیلیتی از جنس شیل‌های نازک‌لایه و سنگ‌های ماسه‌ای متوسط‌لایه تا ضخیم‌لایه و سنگ‌های دگرگونی از گروه‌های سنگی دربرگیرنده این توده‌ها هستند (Nazari *et al.*, 2004). همچنین، در این نقشه، به‌ویژه در نزدیکی روستای زودل، بخشی از این توده‌های گابرویی در نزدیکی واحدهایی با سن ژوراسیک در سازند شال و شمشک رخنمون دارند. سنگ‌های ژوراسیک یادشده تناوبی از ماسه‌سنگ آرکوزی و کنگلومرای ناهمگن و سیلتستون به‌همراه آلکالی‌بازالت‌ها و اسپیلیت و نیز از شیل و سیلتستون و لایه‌های متوسط تا

گسل خوردگی شده‌اند و دایک‌های دلریتی و دیوریتی آنها را قطع کرده‌اند. از آنجایی که پوشش گیاهی در این منطقه انبوه است، همبری این توده‌ها با واحدهای کناری دیده نمی‌شود (شکل‌های ۲-A و ۲-B).

ضخیم آرنایت هستند. گمان می‌رود همبری توده‌ها با سنگ‌های ژوراسیک از نوع ناپیوستگی آذرین پی باشد. این توده‌ها در پی شرایط جوی دچار دگرسانی شده‌اند. دگرگونی و دگرریختی در این توده‌ها دیده نمی‌شوند؛ اما به دنبال رویدادهای زمین‌ساختی جوان دچار



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه گشت-ماسوله و جایگاه آن در نقشه ایران (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ بندرانزلی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران؛ Nazari و همکاران، ۲۰۰۴)



شکل ۲- A) نمایی از رخنمون گابروها در روستای گیلونده رود؛ B) نمایی از رخنمون گابروها با لایه‌بندی آذرین در روستای زودل

همان گونه که Khalatbari Jafari و همکاران (۲۰۱۶) نیز به آن اشاره کرده‌اند، از آنجایی که در این توده‌ها دگرریختی و دگرگونی دیده نمی‌شوند، پس این توده‌ها از سنگ‌های مافیکِ مجموعهٔ اسالم- شاندرمن جوان‌تر هستند. از آنجایی که این توده‌ها در واحدهای شمشک و شال نیز رخمون دارند پس چه‌بسا این توده‌ها از ژوراسیک جوان‌تر باشند.

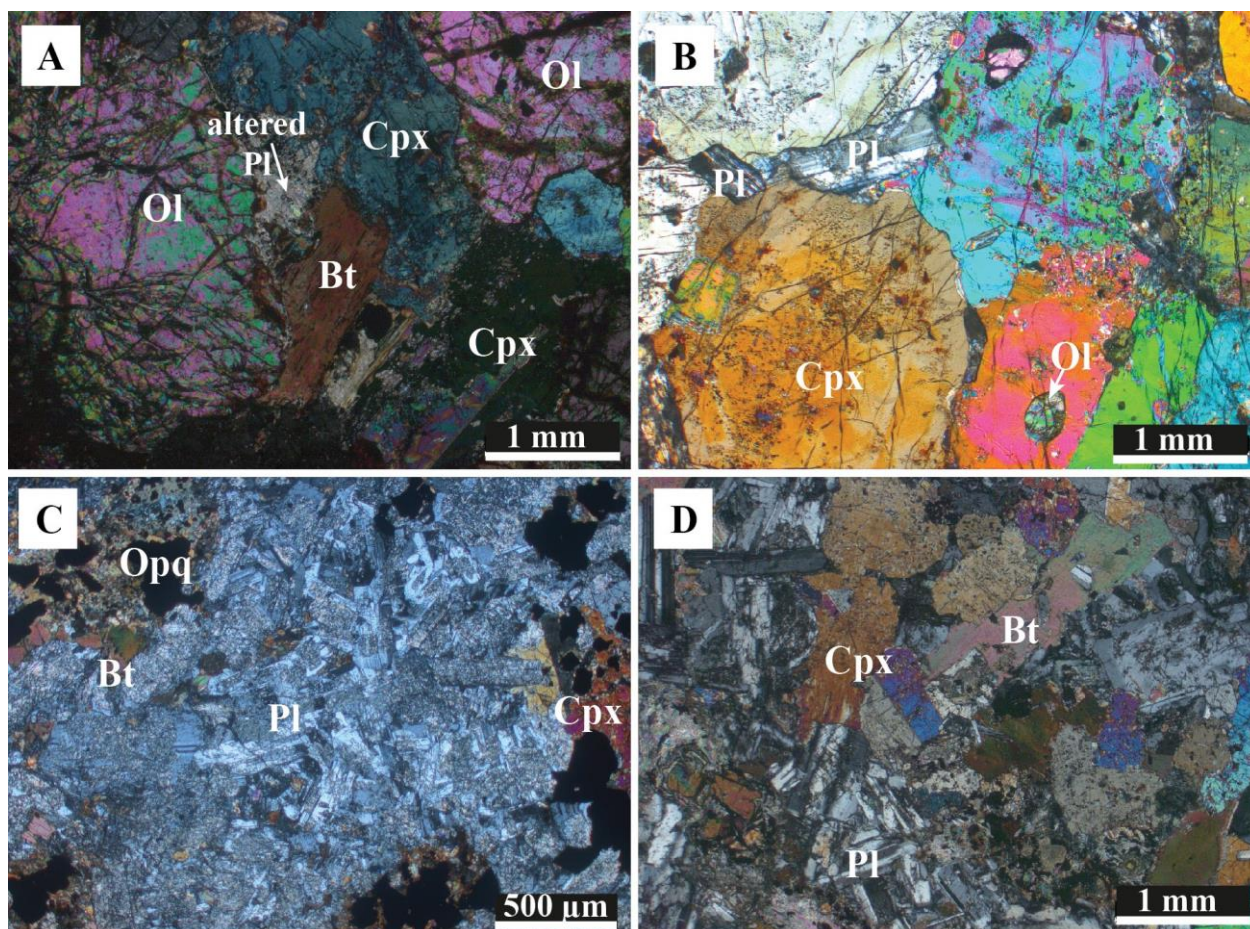
روش انجام پژوهش

پس از انجام بررسی‌های نخستین و صحرایی، از نمونه‌هایی که دگرسانی کمتری داشتند شمار ۱۸ مقطع نازک تهیه شد. شیمی کانی‌های ارتوپيروكسن و کلینوپيروكسن در ۶ نمونه در مؤسسه علوم زمین دانشگاه پتسدام آلمان و مرکز تحقیقات علوم زمین GFZ پتسدام بررسی شد. تجزیه کانی‌ها در دانشگاه پتسدام با دستگاه ریزکاو الکترونی JEOL JXA-8200، بر پایه ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ kv، شدت جریان ۱۰ nA و پرتوی لیزر به اندازه ۲ μm برای کانی کلینوپيروكسن و ارتوپيروكسن انجام شد. کلینوپيروكسن‌های تجزیه‌شده در GFZ مرکز تحقیقات علوم زمین پتسدام با دستگاه ریزکاو الکترونی JEOL Hyperprobe JXA-500F (ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ kv، شدت جریان ۲۰ nA و پرتوی لیزر به اندازه ۵/۰ μm) تجزیه شدند. دقت و صحت تجزیه‌ها با نمونه‌های استاندارد طبیعی مقایسه شدند.

سنگ‌نگاری

از دیدگاه بافتی، سنگ‌های گابرویی این منطقه به دو گروه کلی گابروهای کومولایی و

گابروهای ایزوتروپ دسته‌بندی می‌شوند. گابروهای کومولایی بافت اورتوکومولوس دارند. در این گروه از گابروها، بیشتر کانی‌های کومولایی، دانه‌های درشت کلینوپيروكسن و الیوین هستند. ارتوپيروكسن در این سنگ‌ها بسیار کمیاب است و یا پدید نیامده است. پلاژیوکلاز کانی اینترکومولوس است و فضای میان کانی‌های کومولایی را پر می‌کند (شکل‌های ۳-A و ۳-B). همچنین، الیوین به صورت میانبار در کلینوپيروكسن دیده می‌شود (شکل ۳-B). بیوتیت، کانی‌های کدر و آپاتیت از کانی‌های همراه به‌شمار می‌روند. شکل ۲-A از تودهٔ زودل گرفته شده است. همان‌گونه که در تصویر نمونهٔ دستی (بخش پایین سمت راست تصویر) دیده می‌شود توده گابرویی زودل لایه‌بندی مودال نشان می‌دهد. در تصویر میکروسکوپی از این توده، لایه‌های روشن پیامد انباشتگی پلاژیوکلاز و لایه‌های تیره بیشتر در بردارندهٔ کانی‌های کلینوپيروكسن، بیوتیت و کانی‌های اکسید آهن و تیتانیم هستند (شکل ۳-C). در این نمونه‌ها الیوین دیده نشد. برخی کلینوپيروكسن‌ها از حاشیه با آمفیبول‌های قهوه‌ای و سبز جایگزین شده‌اند. همچنین، آمفیبول به صورت ثانویه در حفره‌های کلینوپيروكسن‌ها پدید آمده است. الیوین‌ها از حاشیه و در سطح ترک‌ها ایدینگزیتی و نیز سرپانتینی شده‌اند. پلاژیوکلاز بیشتر سرسیتی و بیوتیت گاه از حاشیه با کلریت جایگزین شده است. از دیدگاه بافتی، گابروهای ایزوتروپ بافت افیتیک دارند و کانی‌شناسی آنها همانند نمونه‌های گابرویی کومولایی است. اندازهٔ دانه‌ها در این نمونه‌ها متوسط تا درشت است (شکل ۳-D).



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی از: A، B) گابروی کومولایی منطقه گشت- ماسوله. پلاژیوکلاز کانی اینترکومولوس است و فضای میان دانه‌های درشت الیوین و کلینوپیروکسن را پر کرده است. در تصویر B، الیوین به صورت میانبار در کلینوپیروکسن دیده می‌شود؛ C) پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی در لایه‌های روشن است و کلینوپیروکسن، بیوتیت و اکسیدهای آهن و تیتانیم در لایه‌های تیره انباشته شده‌اند (گابروی سرشار از پلاژیوکلاز در روستای زودل؛ این تصویری از مقطع نازک نمونه دستی در شکل ۲- A است)؛ D) گابروی ایزوتروپ منطقه گشت- ماسوله (نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از Whitney و Evans (۲۰۱۰) است)

داده‌های شیمی کانی پیروکسن

پیروکسن از فراوان‌ترین کانی‌های سازنده سنگ‌های ماگمایی است و ترکیب آن متناسب با ماگمایی که از آن متبلور می‌شود تغییر می‌کند. از این‌رو، برپایه ویژگی‌های یادشده، این کانی از کانی‌های مهم در بررسی ترکیب شیمیایی و شرایط تبلور ماگمایی است که از آن متبلور شده است (Kushiro, 1973; Bender *et al.*, 1978). ترکیب کلینوپیروکسن برای شناسایی سری ماگمایی (Leterrier *et al.*, 1982)، پهنه

زمین‌ساختی (Nisbet and Pearce, 1977; Beccaluva *et al.*, 1989) و دما و فشار تبلور سنگ‌های ماگمایی به کار می‌رود (Bertrand and Mercie, 1985; Brey and Köhler, 1990; Nimis and Taylor, 2000).

داده‌های ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن در جدول ۱ آورده شده‌اند. فرمول ساختاری پیروکسن برپایه ۶ اتم اکسیژن و ۴ کاتیون و مقدار Fe^{2+} و Fe^{3+} برپایه روش پیشنهادی Droop (۱۹۸۷) به دست آورده شده‌اند.

جدول ۱- داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه نقطه‌ای با ریزکاو الکترونی برای کانی کلینوپیروکسن در گابروهای گشت- ماسوله، به‌همراه فرمول ساختاری بر پایه ۶ اتم اکسیژن و سازنده‌های پایانی آن. مقدار F₁ و F₂ بر پایه روش پیشنهادی Nisbet و Pearce (۱۹۷۷) به‌دست‌آورده شده‌اند (Wo: Wollastonite؛ En: Enstatite؛ Fs: Ferrosilite؛ Mg# = Mg/(Mg+Fe²⁺)؛ n.a. not analyzed)

(UP: University of Potsdam؛ GFZ: GeoForschungsZentrum Potsdam)

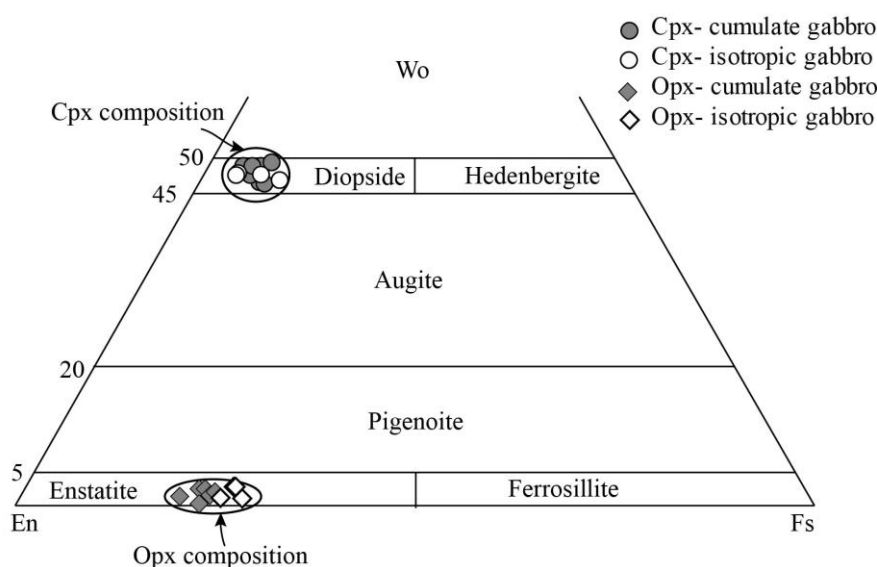
Rock Type	Cumulate gabbro										Isotropic gabbro			
	Chapul		Gilvandeherud				Zudel				Gilvandeherud		Zudel	
Sample No.	15FMN05 A	16FMN66 C	16FMN45A			16FMN20A				16FMN27		16FMN22D		
Point No.	1	1- 2	1- L8	7	11- 1	1- L3	1- L10	2- L6	2- L9	3- L10	10	6- 2	6a- 3	
Laboratory	UP	UP	UP	UP	UP	UP	UP	GFZ	GFZ	GFZ	UP	UP	UP	
SiO ₂	51.87	52.31	52.54	52.91	53.14	52.60	50.88	51.32	50.96	52.28	52.16	51.83	52.52	
TiO ₂	0.42	0.42	0.23	0.37	0.28	0.45	0.50	0.52	0.65	0.34	0.33	0.40	0.23	
Al ₂ O ₃	2.55	2.08	1.46	1.84	1.17	1.53	3.07	2.81	3.63	2.54	1.73	2.69	2.11	
Cr ₂ O ₃	0.37	0.17	0.11	0.13	0.07	0.05	0.15	0.16	0.11	0.29	0.12	0.28	0.81	
FeO	5.81	6.10	6.77	5.39	6.60	5.56	5.22	4.76	5.75	5.29	7.95	4.86	4.21	
MnO	0.09	0.16	0.15	0.14	0.17	0.19	0.14	0.10	0.16	0.12	0.22	0.11	0.10	
MgO	15.65	15.87	15.76	16.40	15.80	15.63	15.85	15.69	14.47	15.71	14.95	16.55	16.89	
CaO	23.12	23.35	22.26	23.42	22.48	23.83	23.07	23.23	23.10	22.99	22.46	22.90	23.10	
Na ₂ O	0.32	0.19	0.42	0.18	0.39	0.21	0.22	0.19	0.33	0.23	0.31	0.22	0.22	
K ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	n.a.	n.a.	n.a.	0.00	0.00	0.00	
NiO	0.04	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	n.a.	n.a.	n.a.	0.00	0.02	0.00	
Sc ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.02	0.04	0.03	n.a.	n.a.	n.a.	
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.17	0.16	0.17	n.a.	n.a.	n.a.	
Ce ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.00	0.00	0.03	n.a.	n.a.	n.a.	
Pr ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.03	0.00	0.00	n.a.	n.a.	n.a.	
Nd ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.03	0.04	0.03	n.a.	n.a.	n.a.	
Total	100.24	100.66	99.71	100.79	100.13	100.05	99.12	99.03	99.39	100.06	100.21	99.85	100.19	
Si	1.90	1.91	1.94	1.92	1.95	1.93	1.88	1.90	1.89	1.92	1.93	1.90	1.91	
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	
Al	0.11	0.09	0.06	0.08	0.05	0.07	0.13	0.12	0.16	0.11	0.08	0.12	0.09	
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	
Fe ⁺³	0.08	0.07	0.08	0.06	0.05	0.06	0.09	0.05	0.04	0.04	0.07	0.08	0.06	
Fe ⁺²	0.10	0.11	0.13	0.10	0.15	0.11	0.07	0.09	0.13	0.12	0.17	0.07	0.07	
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	
Mg	0.85	0.86	0.87	0.89	0.87	0.86	0.87	0.87	0.80	0.86	0.82	0.90	0.92	
Ca	0.91	0.91	0.88	0.91	0.88	0.94	0.91	0.92	0.92	0.90	0.89	0.90	0.90	
Na	0.02	0.01	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	-	0.00	0.00	0.00	
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	-	0.00	0.00	0.00	
Sc	-	-	-	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00	-	-	-	
Sr	-	-	-	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00	-	-	-	
Ce	-	-	-	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00	-	-	-	
Pr	-	-	-	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00	-	-	-	
Nd	-	-	-	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00	-	-	-	
Total	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	
Mg #	82.76	82.27	80.58	84.43	81.02	83.38	84.40	85.46	81.77	84.11	77.03	85.87	87.72	
Al ^{IV}	0.10	0.09	0.06	0.08	0.05	0.07	0.12	0.10	0.11	0.08	0.07	0.10	0.09	
Al ^{VI}	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.05	0.03	0.00	0.01	0.00	
Wo	48.72	48.37	46.82	47.91	46.61	49.14	49.17	48.99	49.56	47.90	47.14	47.93	47.82	
En	45.89	45.74	46.14	46.69	45.59	44.87	47.01	46.04	43.20	45.55	43.66	48.21	48.64	
Fs	5.40	5.89	7.04	5.40	7.80	5.99	3.82	4.97	7.24	6.54	9.21	3.86	3.55	
F ₁	- 0.83	- 0.83	- 0.82	- 0.83	- 0.83	- 0.85	- 0.82	- 0.82	- 0.85	- 0.82	- 0.83	- 0.81	- 0.81	
F ₂	- 2.40	- 2.42	- 2.41	- 2.44	- 2.44	- 2.43	- 2.38	- 2.39	- 2.41	- 2.42	- 2.42	- 2.41	- 2.41	

$$F_1 = -0.012 \times \text{SiO}_2 - 0.0807 \times \text{TiO}_2 + 0.0026 \times \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.0012 \times \text{FeO}^* - 0.0026 \times \text{MnO} + 0.0087 \times \text{MgO} - 0.0128 \times \text{CaO} - 0.0419 \times \text{Na}_2\text{O}$$

$$F_2 = -0.0469 \times \text{SiO}_2 - 0.0818 \times \text{TiO}_2 - 0.0212 \times \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.0041 \times \text{FeO}^* - 0.1435 \times \text{MnO} - 0.0029 \times \text{MgO} + 0.0085 \times \text{CaO} + 0.0160 \times \text{Na}_2\text{O}$$

کلینوپیروکسن‌ها نشان می‌دهد تغییر شیمیایی روشنی از حاشیه تا مرکز و برعکس در این کانی دیده نمی‌شود و کلینوپیروکسن‌های این سنگ‌ها از دیدگاه ترکیب شیمیایی منطقه‌بندی ندارند. برپایه رده‌بندی Morimoto (۱۹۸۸)، این کلینوپیروکسن‌ها از گروه کلینوپیروکسن‌های Ca، Mg و Fe و فقیر از سدیم هستند و در محدوده ترکیبی دیوپسید جای دارند (شکل ۴).

سیلیسیم و کلسیم بالا و سدیم، آلومینیم، کروم و تیتانیم کم از ویژگی آشکار این کلینوپیروکسن‌ها هستند. عدد منیزیم (Mg#) این کلینوپیروکسن‌ها برای نمونه‌های کومولایی و ایزوتروپ برابر با ۷۷/۰ تا ۸۷/۷ است (جدول ۱). ترکیب سازنده‌های پایانی کلینوپیروکسن در این گابروها به صورت $Wo_{۴۷-۵۱} En_{۴۳-۴۹} Fs_{۴-۹}$ است. تجزیه خطی (حاشیه- حاشیه) از این



شکل ۴- ترکیب کلینوپیروکسن‌های گابروهای گشت- ماسوله در نمودار رده‌بندی Morimoto (۱۹۸۸)

این سنگ‌ها انستاتیت است (شکل ۴).

بحث

الف- شناسایی سری ماگمایی و پهنه زمین‌ساختی گابروها

کاربرد نمودار مقدار Al_2O_3 در برابر SiO_2 کانی کلینوپیروکسن (Le Bas, 1962) برای شناسایی سری ماگمایی سنگ‌های گابرویی گشت- ماسوله نشان می‌دهد این کلینوپیروکسن‌ها از یک ماگمای ساب‌آلکان متبلور شده‌اند (شکل ۵- A).

همان‌گونه که گفته شد، پیدایش ارتوپیروکسن در این سنگ‌ها بسیار کمیاب و اندازه دانه‌های آن کوچک است. تجزیه شیمیایی به صورت نقطه‌ای و در بخش‌های سالم کانی انجام شده است. داده‌های به دست آمده در جدول ۲ آورده شده‌اند. عدد منیزیم (Mg#) این ارتوپیروکسن‌ها برای نمونه‌های کومولایی و ایزوتروپ برابر با ۷۱/۳ تا ۷۶/۸ است. ترکیب سازنده‌های پایانی ارتوپیروکسن در گابروهای بررسی شده به صورت $En_{۷۱-۷۹} Fs_{۲۰-۲۸}$ است. برپایه رده‌بندی پیشنهادی Morimoto (۱۹۸۸)، ترکیب ارتوپیروکسن‌های

جدول ۲- داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه نقطه‌ای با ریزکاو الکترونی برای کانی ارتوپیروکسن گابروهای گشت- ماسوله، به‌همراه فرمول ساختاری برپایه ۶ اتم اکسیژن و سازنده‌های پایانی آن (University of Potsdam:UP)

Rock Type	Cumulate gabbro							Isotropic gabbro				
Location	Gilvandebrud			Zudel				Gilvandebrud		Zudel		
Sample No.	16FMN45A			16FMN20A				16FMN27		16FMN22D		
Point No.	1 (inclusion in Cpx)	2	3	1 (Ol rim)	2	3	4	2	6	1	2	
Laboratory	UP	UP	UP	UP	UP	UP	UP	UP	UP	UP	UP	
SiO ₂	54.12	54.35	54.00	54.64	55.30	54.30	53.82	53.51	53.64	54.19	53.93	
TiO ₂	0.25	0.14	0.05	0.09	0.01	0.07	0.09	0.22	0.25	0.00	0.05	
Al ₂ O ₃	1.20	1.21	1.27	0.47	0.17	0.89	1.04	1.19	1.13	0.97	0.68	
Cr ₂ O ₃	0.03	0.05	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.05	0.06	0.02	0.03	
FeO	15.69	15.78	15.23	17.13	15.71	17.58	17.54	17.30	17.26	18.43	17.58	
MnO	0.39	0.33	0.34	0.51	0.62	0.57	0.55	0.44	0.48	0.55	0.55	
MgO	27.42	27.38	28.35	26.88	28.25	26.64	26.81	25.55	25.47	25.71	26.48	
CaO	1.25	1.14	0.72	0.93	0.22	0.75	0.75	1.25	1.31	0.51	0.60	
Na ₂ O	0.03	0.02	0.03	0.04	0.00	0.01	0.01	0.03	0.06	0.01	0.00	
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	
NiO	0.03	0.03	0.02	0.05	0.02	0.03	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	
Total	100.41	100.41	100.00	100.73	100.31	100.86	100.64	99.60	99.67	100.41	99.90	
Si	1.94	1.95	1.93	1.97	1.98	1.95	1.94	1.95	1.96	1.97	1.96	
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	
Al	0.05	0.05	0.05	0.02	0.01	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.03	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe ³⁺	0.05	0.04	0.08	0.05	0.03	0.05	0.08	0.03	0.02	0.02	0.05	
Fe ²⁺	0.42	0.43	0.38	0.47	0.44	0.48	0.45	0.50	0.50	0.54	0.49	
Mn	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	
Mg	1.47	1.46	1.51	1.44	1.51	1.43	1.44	1.39	1.39	1.39	1.43	
Ca	0.05	0.04	0.03	0.04	0.01	0.03	0.03	0.05	0.05	0.02	0.02	
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	
Mg#	75.71	75.58	76.85	73.67	76.23	72.99	73.16	72.48	72.46	71.33	72.87	
Wo	2.49	2.25	1.43	1.83	0.44	1.49	1.51	2.52	2.63	1.02	1.20	
En	75.93	75.47	78.86	74.07	76.93	73.82	74.92	71.73	71.40	71.44	73.81	
Fs	21.58	22.28	19.71	24.09	22.63	24.70	23.57	25.75	25.97	27.54	24.99	

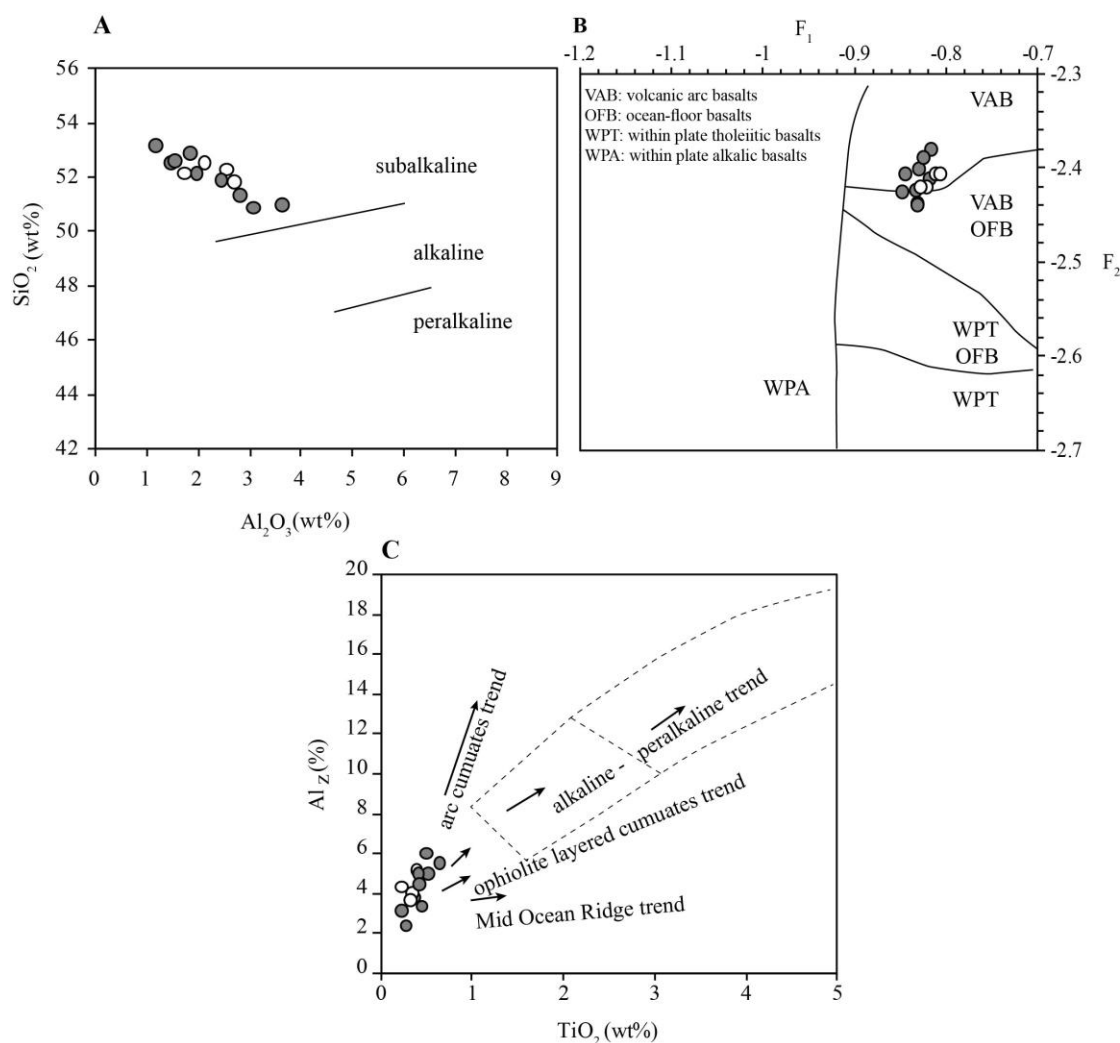
میان این دو نوع بازالت است. از این رو، نمی‌توان با یقین پیدایش این گابروها را در پهنه‌های زمین‌ساختی وابسته به کمان دانست. همچنین، نمی‌توان به‌طور کامل تأثیر محیط‌های کشتی در پیدایش این گابروها را نادیده گرفت (شکل ۵- B).

برپایه شیمی کانی کلینوپیروکسن، نمودار TiO₂ در برابر Al₂O₃ برای شناسایی کومولاهای برخاسته از ماگماهای آلکان و ساب‌آلکان در پهنه‌های زمین‌ساختی گوناگون کوهزایی و غیرکوهزایی پیشنهاد شده است. به پیشنهاد Le Bas (۱۹۶۲)، میزان آلومینیومی است که در سایت تتراهدرال کانی

Nisbet و Pearce (۱۹۷۷) برپایه روش‌های آماری و محاسبه عددی، نمودار F₁ در برابر F₂ را برای شناسایی پهنه زمین‌ساختی کلینوپیروکسن‌های کلسیم‌دار پیشنهاد کرده‌اند. روش به‌دست‌آوردن F₁ و F₂ در زیر جدول ۱ آورده شده است. برپایه این نمودار، بیشتر کلینوپیروکسن گابروهای بررسی‌شده در محدوده بازالت‌های کمان‌های آتشفشانی جای گرفته‌اند و ترکیب برخی کلینوپیروکسن‌ها در بخش مماس با خط جداکننده محدوده بازالت‌های کمان‌های آتشفشانی و بازالت‌های کف اقیانوسی و نیز در محدوده مشترک

کلینوپیروکسن‌ها نشان‌دهنده تهی‌بودن ماگمای مادر این سنگ‌ها از TiO_2 است. این ویژگی (تهی‌شدگی از TiO_2) پیامد پیدایش این سنگ‌ها در پهنه زمین‌ساختی وابسته به کمان و یا پیامد تأثیر زمین‌شیمیایی سامانه فرورانشی پیشین ماگمای مادر این سنگ‌هاست (Beccaluva *et al.*, 1989).

کلینوپیروکسن جای می‌گیرد و برابر است با $\text{Al}_z = (\text{Al}^{\text{IV}} \times 100)/2$. از آنجایی که کلینوپیروکسن‌ها میزان Al^{IV} و TiO_2 کمی دارند، در این نمودار در محدوده میان کومولاهای مناطق کمانی و کومولاهای لایه‌های افیولیتی رسم می‌شوند (شکل ۵- C). کم‌بودن میزان TiO_2 (۰/۲۳ تا ۰/۶۵ درصدوزنی) در این



شکل ۵- شناسایی سری ماگمایی مذاب مادر و پهنه زمین‌ساختی پیدایش گابروهای گشت-ماسوله برپایه شیمی کلینوپیروکسن در: (A) نمودار Al_2O_3 در برابر SiO_2 برپایه ترکیب شیمیایی کانی کلینوپیروکسن (Le Bas, 1962)؛ (B) نمودار F_1 در برابر F_2 (Nisbet and Pearce, 1977)؛ (C) نمودار TiO_2 در برابر Al_z (Loucks, 1990) (نماد کانی‌ها همانند شکل ۴ است)

ارزیابی دما و فشار تبلور آنها بسیار دشوار است. چندین دمافشارسنج، برپایه جانشینی یونی برپایه ترکیب کانی پیروکسن پیشنهاد شده‌اند. در این

ب- دما و فشارسنجی

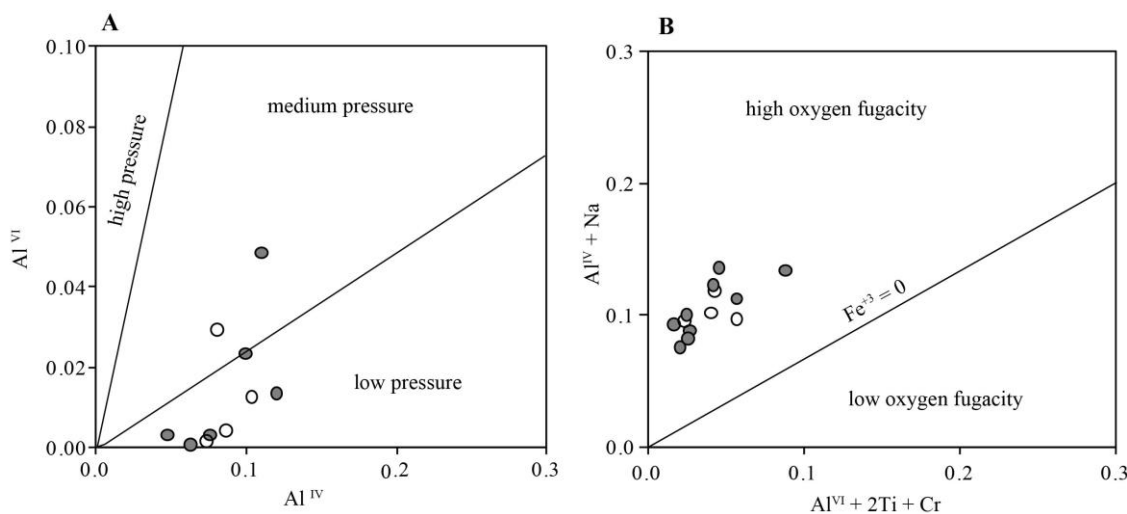
از آنجایی که این سنگ‌ها کومولایی هستند، برگزیدن روش دماسنجی و دمافشارسنجی برای

کلینوپیروکسن‌ها در فشار کم رخ داده است. همچنین، کم بودن میزان Al_2O_3 در ارتوپیروکسن (DeBarri and Coleman, 1989) و میزان کم Cr_2O_3 کلینوپیروکسن‌ها (کمتر از ۰/۷۵ درصدوزنی؛ Elthon, ۱۹۸۷) نیز گواهی بر فشارهای ماگمای مادر سنگ‌های گابرویی در فشارهای کم است.

Schweitzer و همکاران (۱۹۷۴) نمودار $Al^{IV}+Na$ در برابر $Al^{VI}+2Ti+Cr$ (شکل ۶- B) برپایه جایگزینی کاتیون‌های سه ظرفیتی در سایت اکتاهدراال در کلینوپیروکسن را پیشنهاد کرده‌اند. ترکیب کلینوپیروکسن در محدوده فوگاسیته اکسیژن بالا جای می‌گیرند. این ویژگی نشان‌دهنده تبلور کلینوپیروکسن در شرایط اکسیداسیون بالا (نزدیک به سطح) است.

پژوهش برخی از آنها به کار برده شده‌اند. از آنجایی که این دما فشارسنج‌ها برپایه ترکیب سنگ‌های گشتهای گارنت لرزولیت یا سیستم‌هایی با ترکیب سنگ کل شناخته شده پیشنهاد و کالیبره شده‌اند (Bertrand and Merrier, 1985; Brey and Köhler, 1990; Nimis and Taylor, 2000) نمی‌توان با اطمینان از آنها برای ارزیابی دمای تبلور گابروهای کومولایی بهره گرفت.

در این گابروها، برآورد فشار برپایه نمودارهای گرافیکی انجام شد. آلومینیم از فاکتورهای مهم برای برآورد فشار در کانی کلینوپیروکسن است. با افزایش فشار، میزان آلومینیم به همراه میزان سدیم در کلینوپیروکسن افزایش می‌یابد (Green and Ringwood, 1968). نمودار Al^{IV} در برابر Al^{VI} (شکل ۶- A) نشان می‌دهد تبلور



شکل ۶- A) نمودار Al^{IV} در برابر Al^{VI} برای ارزیابی محدوده فشار تبلور کانی کلینوپیروکسن از ماگمای مادر سنگ‌های گابرویی منطقه گشت- ماسوله (Aoki and Shiba, 1973)؛ B) نمودار $Al^{VI}+2Ti+Cr$ در برابر $Al^{IV}+Na$ برای ارزیابی شرایط اکسیداسیون تبلور کانی کلینوپیروکسن از ماگمای مادر گابروهای بررسی شده (Schweitzer *et al.*, 1974) (نماد کانی‌ها همانند شکل ۴ است)

است و از گارنت پریدوتیت جدایش یافته‌اند پیشنهاد و کالیبره شده است. در این روش، سنجش فشار برپایه تبادل کروم در کلینوپیروکسنی است که در تعادل با گارنت است.

دما-سنج و فشار-سنج پیشنهادی Nimis و Taylor (۲۰۰۰)، برای سیستم‌های لرزولیتی پیچیده که در آن کلینوپیروکسن از نوع کروم-دیوپسید (مقدار Cr_2O_3 بیشتر از ۰/۵ درصدوزنی)

دما برپایه فرمول زیر به دست آورده می شود:

$$T(K) = \frac{2316 + 39.28 \times P(\text{kbar})}{13.25 + 15.35 \times Ti + 4.50 \times Fe - 1.55 \times (Al + Cr - Na - K) + (\ln a_{en}^{Cpx})^2}$$

در این فرمول دما برپایه درجه کلون و فشار برپایه کیلو بار است و a_{en}^{Cpx} از فرمول زیر به دست آورده می شود:

$$a_{en}^{Cpx} = (1 - Ca - Na - K) \times (1 - (1/2) \times (Al + Cr + Na + K))$$

همچنین، سنجش دما برپایه سازنده پایانی انستاتیت در کلینوپروکسن است.

کلینوپروکسن های گابروهای گشت-ماسوله به پیروی از ماگمای مادر، کروم بسیار کمی دارند. همچنین، در این سنگ ها گارنت در سیستم دیده نمی شود. با وجود این، برای آزمون در این بررسی، محاسبه های دماسنجی به روش Nimis و Taylor (۲۰۰۰) نیز انجام شدند (جدول ۳). در این دماسنجی

جدول ۳- داده های به دست آمده از دماسنجی برپایه میزان انستاتیت در کانی کلینوپروکسن به روش پیشنهادی Nimis و Taylor (۲۰۰۰)

Rock type	Cumulate gabbro										Isotropic gabbro				Max. T(°C)	Min. T(°C)
Location	Chapul		Gilvandebrud			Zudel					Gilvandebrud		Zudel			
Sample No.	15FMN05A	16FMN66C	16FMN45A			16FMN20A					16FMN27		16FMN22D			
Point No.	1	1	1-L8	7	11-1	1-L3	1-L10	2-L6	2-L9	3-L10	10	6-2	6a-3			
P (kbar)	T(°C)										T(°C)					
1	803	814	873	831	865	702	810	789	747	845	860	874	869	874	702	
2	805	816	875	833	867	704	811	791	748	846	862	876	871	876	704	
3	807	817	877	835	869	705	813	793	750	848	864	878	873	878	705	
4	809	819	879	837	871	707	815	795	752	850	866	880	874	880	707	
5	811	821	881	838	872	709	817	796	753	852	868	882	876	882	709	
6	812	823	883	840	874	710	819	798	755	854	870	883	878	883	710	
7	814	825	885	842	876	712	821	800	757	856	871	885	880	885	712	
8	816	827	887	844	878	714	822	802	759	858	873	887	882	887	714	
9	818	828	889	846	880	715	824	804	760	860	875	889	884	889	715	
10	820	830	891	848	882	717	826	805	762	862	877	891	886	891	717	

Max.: maximum; Min.: minimum

از کلینوپروکسن در بخش های نزدیک به حاشیه آن هستند. از این رو، چه بسا دگرسانی یا تبادل کاتیونی با کانی های دیگر سنگ (به علت نزدیکی به حاشیه)، آنها را دچار تغییر شیمیایی کرده باشد و بر دمای به دست آمده تأثیر گذاشته باشد.

دماسنج پیشنهادی Brey و Köhler (۱۹۹۰) برای سنگ های لرزولیتی با ۴ فاز کانیایی گارنت، الیون، ارتوپروکسن و کلینوپروکسن پیشنهاد و کالیبره شده است. در اینجا به روش دماسنجی که برپایه میزان دیوکسید کانی ارتوپروکسن پیشنهاد شده است دما

برپایه این دماسنج، بیشینه دمای به دست آمده برای کانی کلینوپروکسن برابر با $874 \pm 30^\circ C$ و $891 \pm 30^\circ C$ و بیشینه فشار برابر با ۱ تا ۱۰ کیلو بار است. داده های به دست آمده برای کلینوپروکسن ها در نمونه 16FMN20A (کلینوپروکسن های 3 Cpx1-L و 9 Cpx2-L6) در برابر نقطه کلینوپروکسن دیگری که از این نمونه تجزیه شده است، دمای کمتر از کمینه شرایط کالیبراسیون دماسنج ($850 - 1500^\circ C$) نشان می دهند. این نقطه ها مربوط به تجزیه خطی

این دماسنج، دما از فرمول زیر به دست آورده شده است (دما برپایه درجه کلوین و فشار برپایه کیلوبار است):

$$T_{\text{Ca-in-Opx}} (\text{K}) = \frac{6425 + 26.4 P}{-\ln \text{Ca}^{\text{Opx}} + 1.843}$$

دماهای به دست آمده از این روش در جدول ۴ آورده شده اند. بیشینه دمای به دست آمده از این دماسنج برای کانی ارتوپیروکسن برابر با $1066 \pm 19^\circ\text{C}$ و $1115 \pm 19^\circ\text{C}$ در فشار ۱ تا ۱۰ کیلوبار است.

به دست آورده شد. از آنجایی که این دماسنج برای دو کانی کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن و برپایه جانشینی یونی سدیم و کلسیم (که در برابر دگرسانی ها متحرک هستند) پیشنهاد شده است، در گزینش داده های به دست آمده به این نکته دقت شد که کانی کلینوپیروکسن در کنار کانی ارتوپیروکسن (اما نه در همبری مستقیم) و همزیست با یکدیگر باشند. از این رو، شمار داده های تجزیه ای نمایش داده شده در این پژوهش به علت گزینش داده ها کاهش داده شده اند. در

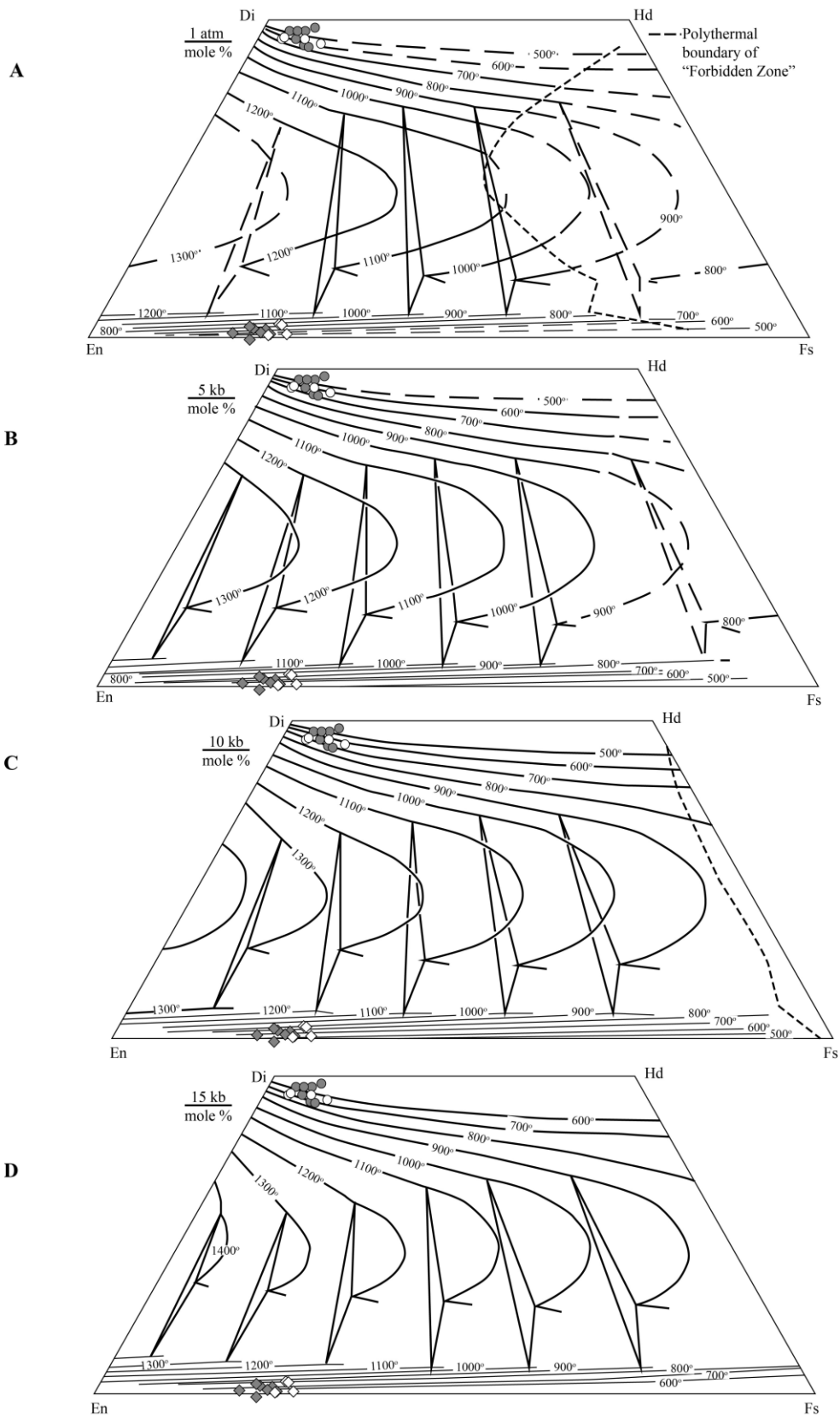
جدول ۴- دماهای به دست آمده از دماسنجی برپایه میزان دیوپسید در کانی ارتوپیروکسن به روش پیشنهادی Köhler و Brey (۱۹۹۰)

Rock Type	Cumulate gabbro							Isotropic gabbro				Max. T(°C)	Min. T(°C)		
	Gilvandeherud			Zudel				Gilvandeherud		Zudel					
Location	16FMN45A			16FMN20A				16FMN27		16FMN22D					
Sample No.	1 (inclusion in Cpx)			2	3	1	2	3	4	2	6	1	2		
Point No.				(Ol rim)											
P (kbar)	T(°C)							T(°C)							
1	1050	1024	913	973	705	924	925	1054	1066	847	879	1066	705		
2	1055	1029	918	978	709	929	930	1060	1071	852	883	1071	709		
3	1060	1034	923	983	713	933	935	1065	1077	856	888	1077	713		
4	1066	1040	928	988	717	938	940	1071	1082	861	893	1082	717		
5	1071	1045	932	993	721	943	945	1076	1088	865	897	1088	721		
6	1077	1050	937	999	725	948	950	1081	1093	870	902	1093	725		
7	1082	1055	942	1004	729	953	955	1087	1099	875	907	1099	729		
8	1088	1061	947	1009	733	958	960	1092	1104	879	912	1104	733		
9	1093	1066	952	1014	737	963	965	1098	1110	884	916	1110	737		
10	1098	1071	957	1019	741	968	969	1103	1115	888	921	1115	741		

Max.: maximum; Min.: minimum

با ترکیب $Wo+En+Fs \geq 90\%$ برای فشارهای یک اتمسفر تا ۱۵ کیلوبار پیشنهاد و کالیبره شده است. در این دماسنج تأثیر فشار به ازای هر کیلوبار برابر با $8 \leq$ درجه سانتیگراد است. در دماسنج ترسیمی Lindsley (۱۹۸۳) برای فشارهای ۵ کیلوبار تا ۱۵ کیلوبار، ترکیب ارتوپیروکسن گابروها میان ایزوترم های پایدار ۶۰۰ و ۹۰۰ درجه سانتیگراد و ترکیب کلینوپیروکسن آنها میان ایزوترم های ۵۰۰ و ۸۰۰ درجه سانتیگراد است.

همچنین، در این بررسی دماسنج گرافیکی دو پیروکسن (Lindsley, 1983) برای سنجش دمای تبلور پیروکسن ها در فشارهای یک اتمسفر تا ۱۵ کیلوبار به کار برده شد (شکل های A-۷ تا D-۷). از شرایط لازم برای کاربرد این دماسنج، حضور دو نوع پیروکسن با میزان کلسیم بالا (کلینوپیروکسن) و کلسیم کم (ارتوپیروکسن) در سیستم است. این دماسنج برپایه میزان دیوپسید-انستاتیت و میزان هیدنبرژیت-فروسلیت کانی پیروکسن



شکل ۷- D تا A) سنجش کمترین دمای تبلور کانی ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن در گابروهای منطقه گشت- ماسوله برپایه دماسنج گرافیکی پیشنهادی Lindsley (۱۹۸۳) در فشارهای یک اتمسفر تا ۱۵ کیلو بار (نماد کانی‌ها همانند شکل ۴ است)

رخ می‌دهد و در پایان مرحله تبلور در دماهای کم، توزیع Ca در ساختمان پیروکسن‌ها هنگام واکنش انتقالی روی می‌دهد.

دماسنجی‌های انجام‌شده در این پژوهش، دو دمای متفاوت را نشان می‌دهند. از آنجایی که ایزوترم‌های ارتوپیروکسن در نمودار Lindsley (۱۹۸۳) پرشیب هستند (شکل ۷) پس دما را به درستی نمی‌توان مشخص کرد. از این رو، ایزوترم‌های کلینوپیروکسن که شیب کمتری دارند (فاصله بیشتری دارند) به کار برده می‌شوند. برپایه این ایزوترم‌ها، بیشترین دما نزدیک به ۸۰۰ درجه سانتیگراد است. این دما با دمای به دست آمده از روش‌های دیگر سازگاری دارد. این دما را می‌توان دمای تبلور کلینوپیروکسن در سنگ‌های بررسی شده دانست. دماهای کمتر نشان‌دهنده تبادل کاتیونی بعدی میان کانی‌ها در حالت جامد (sub-solidus) هستند و دمای تبلور از ماگما را نشان نمی‌دهند (Moazzen and Droop, 2005).

از آنجایی که میزان آلومینیم کلینوپیروکسن کم است، در فشار کم تبلور، میزان آلومینیم کمتری در سایت تتراهدرال آن جایگزین می‌شود (Kushiro, 1960). برپایه ترکیب شیمیایی ارتوپیروکسن‌ها و دماسنجی‌های انجام شده، کانی‌های کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن در این سنگ‌ها در فشار و دماهای کم ماگما پایدار بوده‌اند.

ویژگی‌های زمین‌شیمیایی گابروهای گشت-ماسوله نشان می‌دهند این گابروها از ماگمایی کالک‌آلکالن و مرتبط با پهنه‌های کمانی متبلور شده‌اند (Rezaei et al., 2018). از آنجایی که این گابروها کومولایی هستند برپایه داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ کل به تنهایی نمی‌توان پیدایش این سنگ‌ها را با یقین در پهنه‌های کمانی دانست. همچنین، برپایه داده‌های به دست آمده از

کانی پیروکسن در شرایط فشار و دمای حاکم بر پوسته زیرین و گوشته بالایی پایدار است. ساختار و ترکیب شیمیایی در حال تعادل این کانی به دما و فشار و همچنین، اکتیویته عنصرهای سازنده آن بستگی دارد. همان‌گونه که برپایه فرمول‌های دماسنجی و نمودار ترسیمی دیده می‌شود، میزان Ca در کانی پیروکسن تأثیر مستقیم در برآورد میزان دمای تبلور این کانی دارد. میزان جایگیری Ca در پیروکسن نسبت به دما حساس است و در دماهای بالا میزان جایگیری Ca در ساختار پیروکسن کلسیم‌دار کم است و برعکس، در دماهای کم به میزان بیشتری وارد ساختار کانی پیروکسن می‌شود. البته تبادل یونی Mg و Fe میان دو نوع پیروکسن ارتباط مستقیم با افزایش دما دارد. در صورت حضور دو نوع پیروکسن غنی و تهی از کلسیم در ماگمای در حال سردشدن، دو نوع واکنش میان پیروکسن‌های همزیست رخ می‌دهد. واکنش انتقالی (transfer reaction) میزان Ca در پیروکسن‌ها را تغییر می‌دهد و این تغییر همراه با واکنش تبادل یونی (exchange reaction) نسبت Fe^{2+} و Mg در پیروکسن‌هاست (Kretz, 1982). هرچند با تغییر دما و فشار، توازن دوباره (re-equilibrations) میان عنصرهای سازنده کانی کلینوپیروکسن، به علت سرعت تبلور کم و نرخ انتشار متفاوت، به تأخیر می‌افتد (Dimanov and Jaoul, 1998). در مقایسه با ساختمان کانی ارتوپیروکسن، سایت M2 در ساختمان کلینوپیروکسن توانایی پذیرش کاتیون‌های بزرگ (مانند: Ca) را دارد (Cameron and Papike, 1980). سرعت انتشار Ca نسبت به Fe و Mg در میان کانی‌های مافیک بسیار کم است و توزیع Fe و Mg در میان کانی‌های مافیک (مانند: پیروکسن) در دماهای بالا هنگام واکنش تبدالی (Kretz, 1982)

دماهای بالا روی می‌دهد. در دماهای بالا بیشتر تبادل یونی میان آهن و منیزیم رخ می‌دهد و کلسیم در دمای بالا کمتر در ساختمان کانی پیروکسن جایگزین می‌شود. کلینوپيروكسن گابروها در ماگما، در دمای نزدیک به ۸۰۰ درجه سانتیگراد متبلور شده است و دماهای کمتر پیامد تبادل کاتیونی بعدی در حالت جامد هستند؛

- با توجه به میزان کم آلومینیم، سدیم و کروم در کانی کلینوپيروكسن، تبلور این کانی در شرایط دما و فشار کمابیش کم و در پوسته روی داده است.

سپاس‌گزاری

این پژوهش برگرفته از بخشی از پایان‌نامه دکتری نگارنده نخست است. از وزارت محترم علوم و تحقیقات کشور برای پشتیبانی مالی بخشی از دوره فرصت مطالعاتی و از حمل و نقل دانشگاه تبریز برای حمایت عملیات صحرایی سپاس‌گزاری می‌شود. از خانم دکتر کریستینا گونتر از انیستیتو علوم زمین دانشگاه پتسدام، خانم دکتر فرانزیسکا ویلکه از مؤسسه تحقیقاتی علوم زمین پتسدام GFZ برای کمک در انجام تجزیه‌های شیمی کانی‌ها و خانم کریستینه فیشر برای تهیه مقاطع نازک سپاس‌گزاری می‌شود. از خانم مه‌لقا رضایی و زهره سلیمی برای همکاری‌شان در بازندهای صحرایی سپاس‌گزاری می‌شود. نویسندگان از داوران گرامی برای پیشنهادهای سازنده‌شان سپاس‌گزاری می‌کنند.

شیمی کانی پیروکسن پیدایش ماگمای این سنگ‌ها در یک پهنه کششی را نیز نمی‌توان به‌طور کامل نادیده گرفت. برپایه یافته‌های این پژوهش، ماگمای مادر این سنگ‌ها در ژرفای کم پوسته و در فشارهای کم متبلور شده است. از این‌رو، گمان می‌رود ویژگی شیمیایی مرتبط به پهنه‌های کمان یک ویژگی به ارث رسیده باشد و ماگمای مادر گابروها در هنگام بالآمدن در پی آرایش با مواد پوسته‌ای دچار تغییر شده است. از این‌رو، پیدایش این گابروها همانند پیدایش گابروها و بازالت‌های جواهردشت در خاور گابروهای گشت-ماسوله دانسته می‌شود (Haghnazar, 2012; Haghnazar *et al.*, 2015).

برداشت

- برپایه شیمی کلینوپيروكسن گابروهای گشت-ماسوله، میزان آلومینیم کم و سیلیسیم بالا نشان‌دهنده تبلور آنها از ماگمایی ساب‌آلکالن با ویژگی کالک‌آلکالن است؛

- میزان کم تیتانیم در کلینوپيروكسن این سنگ‌ها نشان می‌دهد ماگمای مادر این گابروها دچار تهی‌شدگی شده است؛

- پهنه زمین‌ساختی پیدایش این سنگ‌ها یک محیط تحولی مرتبط با محیط‌های کمانی و نیز کششی است. ماگماهای محیط کمان از Ti تهی هستند و کلینوپيروكسن‌هایی که از این ماگما متبلور می‌شوند Ti کمی دارند؛

- تبلور کانی‌های مافیک مانند پیروکسن در

منابع

- Adamia, S. A., Chkhotua, T., Kekelia, M., Lordkipanidze, M., Shavishvili, I. and Zakariadze, G. (1981) Tectonics of the Caucasus and adjoining regions: implications for the evolution of the Tethys ocean. *Journal of Structural Geology* 3: 437-447.
- Aoki, K. I. and Shiba, I. (1973) Pyroxenes from Iherzolite inclusions of Itinome-Gata, Japan. *Lithos* 6: 41-51.

- Baud, A., Stampfli, G. and Steen, D. (1991) The Triassic Aghdarband Group: volcanism and geological evolution. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* 38: 125-137
- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G. and Zeda, O. (1989) Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. *Chemical Geology* 77: 165-182.
- Bender, J., Hodges, F. and Bence, A. (1978) Petrogenesis of basalts from the project FAMOUS area: experimental study from 0 to 15 kbars. *Earth and Planetary Science Letters* 41: 277-302.
- Bertrand, P. and Mercier, J. C. C. (1985) The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system? *Earth and Planetary Science Letters* 76: 109-122.
- Brey, G. and Köhler, T. (1990) Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology* 31: 1353-1378.
- Cameron, M. and Papike, J. J. (1980) Crystal chemistry of silicate pyroxenes. *Mineralogical Society of America, Washington DC*: 5-87.
- DeBari, S. M. and Coleman, R. (1989) Examination of the deep levels of an island arc: Evidence from the Tonsina ultramafic - mafic assemblage, Tonsina, Alaska. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 94(B4): 4373-4391.
- Dimanov, A. and Jaoul, O. (1998) Calcium self-diffusion in diopside at high temperature: implications for transport properties. *Physics and Chemistry of Minerals* 26: 116-127.
- Droop, G. (1987) A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51: 431-435.
- Elthon, D. (1987) Petrology of gabbroic rocks from the Mid-Cayman Rise spreading center. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 92: 658-682.
- Green, T. H. and Ringwood, A. (1968) Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 18: 105-162.
- Haghnazar, S., Malakotian, S. and Alahyarii, K. (2015) Tectono-magmatic setting of Cretaceous pillow basalts in the north part of the Alborz Mountain in east of Guilan province (north of Iran): a part of ophiolite sequence or intra-continental rift? *Journal of Geosciences* 24(94): 171-182 (in Persian).
- Haghnazar, S. (2012) Petrology, geochemistry and tectonic setting of Javaherdasht Cretaceous gabbro in the north part of Alborz Mountains, east of Guilan, north of Iran: A part of ophiolite sequence or intra-continental rift? *Iranian Journal of Petrology* 3(10): 79-94 (in Persian).
- Hassanzadeh Estakhrbijari, M. (1997) The petrological investigation of mafic and ultramafic rocks of Masuleh. M.Sc. thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran (in Persian).
- Khalatbari Jafari, M., Lashani, Z. and Omrani, J. (2016) Petrology of mafic and ultramafic rocks of Masuleh area, Gilan Province. *Journal of Earth Science Researches* 25: 91-108 (in Persian).
- Kosari, A. (2005) Petrology and geochemistry of mafic and ultramafic rocks of Masuleh. M.Sc. thesis, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Kretz, R. (1982) Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46: 411-421.

- Kushiro, I. (1960) Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. *American Journal of Science* 258: 548-554.
- Kushiro, I. (1973) Origin of some magmas in oceanic and circum-oceanic regions. *Tectonophysics* 17(3): 211-222.
- Lashani, Z. (2014) Petrology of mafic and ultramafic rocks of Masuleh-Shanderman. M.Sc. thesis, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Le Bas, M. J. (1962) The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science* 260(4): 267-288.
- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M. (1982) Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters* 59: 139-154.
- Lindsley, D. H. (1983) Pyroxene thermometry. *American Mineralogist* 68: 477-493.
- Loucks, R. R. (1990) Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene. *Geology* 18: 346-349.
- Moazzen, M. and Droop, G. T. R. (2005) Application of mineral thermometers and barometers to granitoid igneous rocks: The Etive complex, W Scotland. *Mineralogy and Petrology* 83: 27-53.
- Moazzen, M., Omrani, H., Oberhänsli, R., Moayyed, M., Tsujimori, T. and Bousquet, R. (2010) Shanderman eclogites from Northern Iran; PT path and Paleotethys geodynamics from subduction to exhumation, In: *Tectonic Crossroads: Evolving Orogens of Eurasia-Africa-Arabia 2010*, Ankara, Turkey.
- Morimoto, N. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology* 39: 55-76.
- Nazari, H., Omrani, J., Shahidi, A., Salamati, R. and Mousavi, A. (2004) Geological map of Bandar-e-Anzali sheet, Scale 1:100000. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran.
- Nimis, P. and Taylor, W. R. (2000). Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139: 541-554.
- Nisbet, E. G. and Pearce, J. A. (1977). Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 63(2): 149-160.
- Omrani, H., Moazzen, M., Oberhänsli, R., Tsujimori, T., Bousquet, R. and Moayyed, M. (2013) Metamorphic history of glaucophane-paragonite-zoisite eclogites from the Shanderman area, northern Iran. *Journal of Metamorphic Geology* 31: 791-812.
- Rezaei, L., Timmerman, M. J., Moazzen, M., Schleicher, A. M., Wilke, F. D. H. and Sudo, M. (2018) Petrology and calc-alkaline geochemistry of gabbros and gabbroic cumulates in the Gasht-Masuleh area, Alborz Range, N Iran. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2018*, Washington D.C., USA.
- Saidi, A., Brunet, M. F. and Ricou, L. E. (1997) Continental accretion of the Iran block to Eurasia as seen from Late Palaeozoic to Early Cretaceous subsidence curves. *Geodinamica Acta* 10: 189-208.
- Schweitzer, E., Papike, J. and Bence, A. (1979) Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts. *American Mineralogist* 64: 501-513.
- Shafeie, Z., Arian, M. A., Haghazari, S. and Abedini, M. V. (2016) Geochemistry and petrogenesis of Tertiary volcanic rocks of the eastern Roodbar, Alborz Mountain, North of Iran. *Open Journal of Geology* 6: 1296-1311.

- Stampfli, G. M., von Raumer, J. F. and Borel, G. D. (2002) Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: from Gondwana to the Variscan collision. *Special Papers-Geological Society of America*: 263-280.
- Verdel, C., Wernicke, B. P., Hassanzadeh, J. and Guest, B. (2011) A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics* 30: TC3008.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.