پترولوژي ماگماتيسم دو هنجاري(Bimodal) در دياپيرهاي سازند دزو در منطقه حرجند (شمال-شمال شرق کرمان)

مسيب سبزه ئي[*]، موسي نقره ئيان[**]، بابك طهمورثي[**] و صديقه تقي پور[**]

*عضو هيئت علمي پژوهشكده علوم زمين

** گروه زمين شناسي دانشگاه اصفهان

چکیده

در ۴۰ کیلومتري شمال شرق کرمان درمنطقه حرجند مجموعه‌هاي نسبتا در هم ريخته اي از سنگ‌هاي آذرين – رسوبي به سن کامبرين زيرين به حالت دياپير گونه برونزد دارند.

سنگ‌هاي آذرين دياپيرهاي مذکور بيشتر از برون ريزي ريتمي سنگ‌هاي بازيک و اسيدي در محيط‌هاي کنار قاره اي کامبرين زيرين بوجود آمده اند. مقدار اندکي توده‌هاي بازيک جوانتر مجموعه‌هاي آذرين - رسوبي کامبرين زيرين را قطع مي‌کند. ماگماتيسم کامبرين زيرين داراي ويژگي دوهنجاري تراکيتي-بازالتي مي‌باشد. اين سنگ‌ها غالبا در محدوه سنگ‌هاي بازالت، تراکي بازالت، ميکرو گابرو، تراکيت و به مقدار بسيار کم ميکرو سينيت قرار مي‌گيرد. روند طبيعي کاهنده يا افزاينده عناصر اصلي، فرعي و کمياب در طول تفريق نشان دهنده خلاء ترکيبي بين سنگ‌هاي بازالتي و تراکيتي هم منشا[1] مي‌باشد. بر مبناي ترکيب شيميايي، ماگماي سازنده اين مجموعه از نوع تحولي-آلکالن است.

کليد واژه ها: ماگماتيسم دو هنجاري، پديده ديلي، کامبرين، گنبد نمکي، کرمان، حرجند

The Petrology of Bimodal Magmatism in Diapires of Desu Formation in Horjand Area(N-NE of Kerman)

---

[1] . cogenetic

Archive of SID

www.SID.ir

M. Sabzeiee[*], M. Noghreyan[**], B. Tahmourecy[**], S. Taghipour[**]

[*] **Geological Survery of Iran**
[**] **Department of Geology, university of Isfahan**

Abctract

The petrology of bimodal magmatism of Desu series in Horjand area, a rather disorded diapir like compelexes of Desu sedimentary-igneous series (Early Cambrian) can befound. In the field studies, it was found that the igneous rocks of the series are mostly basic and felsic lavas which are accompanied by small intrusive bodies. In this area, bimodal magmatism happened. These igneous rocks are in two basic and acidic families and have no intermediate components. The basic rocks are mostly basalts with some microgabbro and monzo-gabbro which are in fact intrusive category of basalt. Acidic rocks are mostly trachytes and trachylatites with some microsyenites. The additive natural trend of major, minor and trace elements phases in melt shows not only the genetical relationship between these two categories but also a compositional gap between them. The geochemical-petrological discrimination diagrams show a transitionally-alkaline or transalkali parent magma for the complex.

Key words: Bimodal magmatism, Daly gap, Cambrian, Salt dome, Kerman, Horjand

Archive of SID

مقدمه

گنبدهاي نمكي ايران از پديده‌هاي جالب زمين شناسي در جهان و در نوع خود كم نظير و در برخي موارد بي نظير مي‌باشند. رسوبات كنار قاره اي كامبرين زيرين ايران در موقعيت تكتونيكي حوزه نمكي ايران – پاكستان قرار مي‌گيرد. اين حوضه كليه گنبدهاي نمكي ايران، عربستان، عمان (شكل۱) و رديف‌هاي نمک دار پنجاب پاكستان را دربر مي‌گيرد (Zharkov, 1984).

اين رسوبات از دوران گذشته تا به حال همواره مورد توجه زمين شناسان مختلف جهان قرار گرفته و هريک از زواياي مختلف آن را مورد بررسي قرار داده اند، محيط زمين شناسي اين گنبدها حتي يک موقعيت بسيار مناسب براي كاني سازي بويژه انواع خاص نهشته‌هاي سولفيد فلزي هستند(Peng & Wang 1988).

احمد زاده (در آقانباتي ۱۳۸۳) در سال ۱۹۹۰ با وجود نداشتن نظم چينه اي اين مجموعه را به جاي سري هرمز سازند هرمز نام دادند و آن را در چهار عضو H_4, H_3, H_2, H_1 تقسيم كردند. اشتوكلين (۱۹۹۰) از واژه كمپلكس هرمز استفاده كرده است(آقانباتي ۱۳۸۳).

منطقه مورد مطالعه در شمال كرمان، درمنطقه اي به مركزيت روستاي حرجند بين طول‌هاي 5̄7° 15′, 57°00 شرقي و عرض‌هاي 33º 33′ , 30° 35′ شمالي قرار گرفته

www.SID.ir

است(نقشه ۱ و شكل ۲). هوكريده و همكاران (Huchriede et al, 1926) مجموعه آذرين –رسوبي اين دياپيرها را سازند دزو ناميده اند.

راههاي ارتباطي منطقه مشتمل بر جاده آسفالته كرمان-راور كه از جناح غربي منطقه مي‌گذرد و تعدادي راه خاكي بوده كه روستاهاي منطقه را به هم مرتبط مي‌سازد. پندار عمومي تاكنون بر اين بوده كه در محدوده زماني وندين-كامبرين زيرين شكستگي‌هاي كافت گونه اي در لبه شمالي ابرقاره گندوانا (از جمله ايران و نواحي هم جوار) بوجود آمده كه ماگماتيسم قليايي گسترده اي بوقوع پيوسته است.

وسل (Wessel, 1986) در محيط‌هاي ريفتي متعلق به حاشيه تا داخل قاره اي ماگماتيسم دو هنجاري را اغلب ذكر كرده است كه از آن جمله هستند: راين گرابن[1]، وايكينگ گرابن[2]، ريفت ريوگراند[3] و سيستم ريفت شرق آفريقا[4] .

هدف اصلي پژوهش بر روي مجموعه‌هاي آذرين دياپيرهاي منطقه حرجند به محك زدن الگوهاي ژئوديناميكي پيشنهاد شده مي‌باشد. نمودارهاي پترولوژيكي فوق بر مبناي نتايج حاصله از ۳۰ آناليز XRF مي‌باشد (جدول ۱).

روش كار

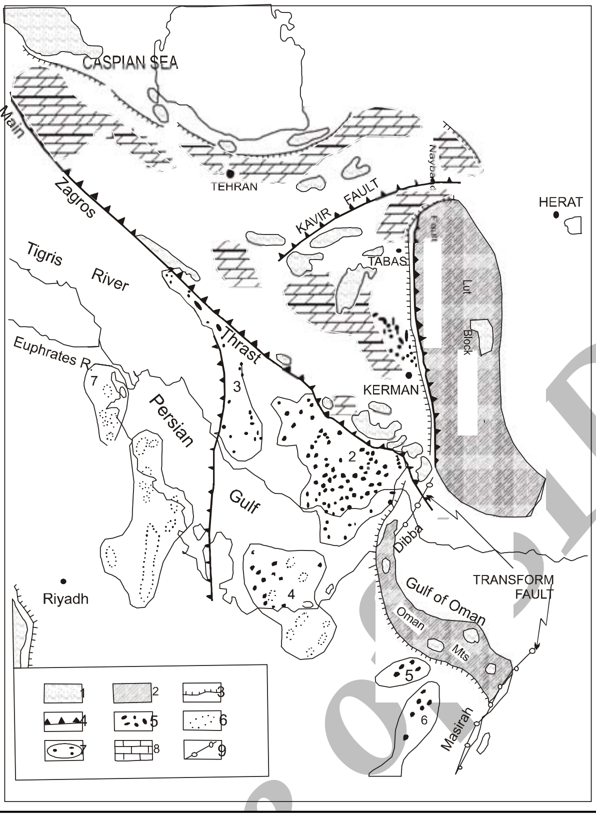
در اين مقاله پس از انجام مطالعات گسترده صحرايي و نمونه برداري سيستماتيك مطالعات پتروگرافي و كاني شناسي در ابتدا توسط ميكروسكوپ پلاريزان (مدل BH_2) انجام گرفت. سپس مطالعات XRD (X-Ray Diffractometer)مدل PW2400-PHILIPS در شركت كيان طيف زاگرس انجام شد. جهت شناسايي تركيب شيميايي سنگ‌هاي مورد مطالعه از روش XRF (X-Ray Flourecance) مدل PW2400-PHILIPS استفاده گرديد. مراحل تفسير داده‌هاي رقومي ماهواره اي توسط نرم افزار

---

[1] Rhine graben
[2] Viking graben
[3] Rio Grande rift
[4] East African rift system

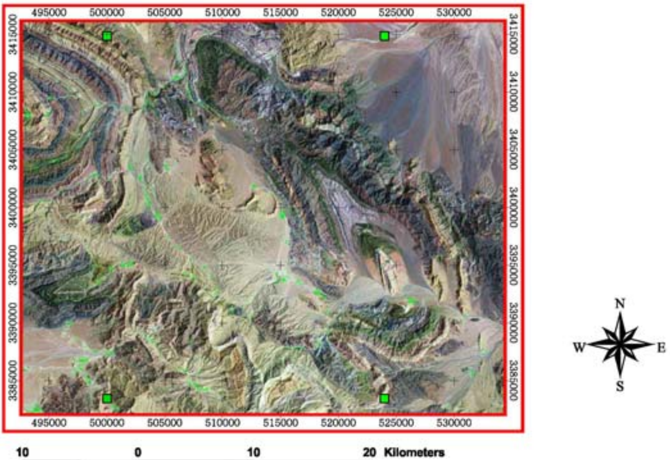
Archive of SID

www.SID.ir



شرح علائم: ١- مناطق فاقد قشر رسوبي، ٢- بلنديهاي عمان و لوت كه احتمالا در دوران دوم شكل گرفته اند، ٣-مرز حوضه، ٤- گسلههاي اصلي، ٥- گنبدهاي نمكي كمپلكس هرمز، ٦-طاقديسهاي نمكي مدفون(تذكر آنكه زمين شناسان شركت نفت آرامكو ميدان قرار را به عنوان طاقديس نمكي نپذيرفته اند، Klemrae, 1984)، ٧- مناطق نمكي و عدد مياني شماره ناحيه است، ٨- رخنمونهاي دولوميت، ٩-گسله ترانسفورم.
شماره مناطق: ١- شمال كرمان، ٢-هرمز، ٣-شيراز، ٤- جنوب خليج فارس، ٥-قهود، ٦-جنوب عمان ظفار، ٧-عربستان، ٨-كويت.

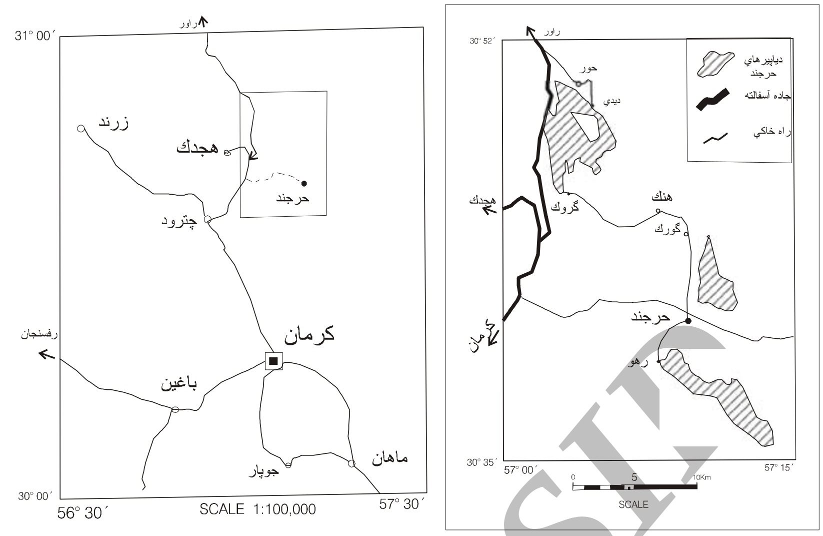
شكل ١- پراكندگي حوضههاي تبخيري-نمكي پركامبرين-كامبرين در خاورميانه، به نقل از ژاركوف (Zharkov, 1984) بر مبناي دادههاي اشتوكلين(Stocklin, 1968, 1974) و موريس(Murris, 1980).



شكل٢. عكس ماهواره اي گنبدهاي نمكي در منطقه مورد مطالعه.

Archive of SID

www.SID.ir



نقشه ۱. موقعيت منطقه مورد مطالعه نسبت به شهرستان کرمان، موقعيت دياپيرهاي منطقه حرجند کرمان و راههاي ارتباطي منطقه.

Arcview ترسيم گرديد. به منظور تجزيه و تحليل داده‌هاي ژئوشيميايي از نرم افزارهاي New pet , Minpet استفاده گرديد.

بحث

در **نقشه۱** دياپيرهاي منطقه حرجند نشان داده شده است. سنگ‌هاي رسوبي دياپيرهاي دزو دراين منطقه عبارتند از: رسوبات گچي، سنگ آهک و دولوميت‌هاي استروماتوليت دار سياه بدبو همراه با باندهاي چرتي سياه رنگ، ماسه سنگ‌هاي قرمز و شيل‌هاي ماسه دار قرمز و بنفش. سنگ‌هاي آذرين متعلق به دياپيرهاي دزو به اشکال مختلف ديده مي‌شوند:

-**گدازه ها**: بيشتر سنگ‌هاي آذرين دياپيرها را گدازه بازالتي-تراکي بازالت و گدازه‌هاي تراکيتي، تراکي لاتيتي تشکيل مي‌دهند. اين دو نوع گدازه بازيک و فلسيک در بسياري ازبرون زدها به طور متوالي فوران يافته اند به اين معني که در هر فوران ابتدا گدازه‌هاي تراکيتي-تراکي لاتيت برون ريخته و به دنبال آن بازالت‌ها روان شده اند (شکل ۳). اين پديده چندين بار تکرار گشته است. در بعضي از برون زدها اين برون ريزي متوالي ديده نشده و گدازه‌هاي فوق گستره‌هاي مستقلي را تشکيل داه اند. گدازه‌هاي بازيک به رنگ سبز چمني، سبز تيره، سبز تيره خاکستري متمايل به سبز و گدازه‌هاي تراکيتي به رنگ‌هاي روشن(شيري، صورتي، قرمز، بنفش) ديده مي‌شوند. گدازه‌هاي بازيک ريز بلور تا دانه درشت مي‌باشند. تورق جرياني[1] و چين‌هاي جرياني[2] در تراکيت‌هاي دانه ريز ديده شده است.

---

[1] . Flow Foliation

[2] . Flow Folding

Archive of SID

www.SID.ir

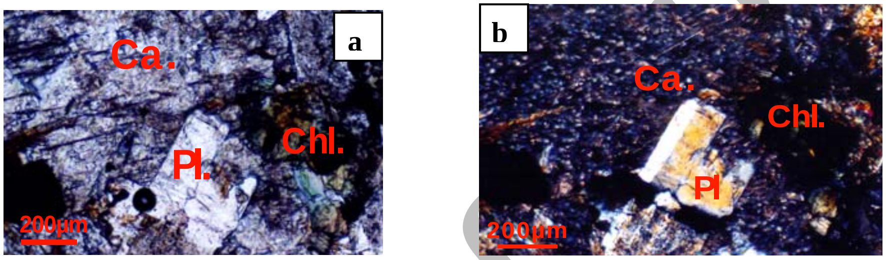
جدول ۱- نتایج تجزیه‌هاي شیمیایي سنگ‌هاي آذرین دزو(منطقه حرجند).

	1-2	1-9	1-54	1-5	1-18	1-33	1-34	1-40	1-53	1-32	1-B	1-C	1-57	1-36	3-11
SiO2	50.32	50.01	47.67	47.55	49.49	50.67	48.03	47.52	48.67	47.32	48.78	48.85	47.78	46.2	43.74
TiO2	2%	1.84	2.44	1.22	1.49	1.71	1.59	1.58	2.22	2.5	2.56	1.44	1.72	1.8	3.02
Al2O3	14.3	13.24	15.37	14.92	15.98	17.29	15.03	15.56	14.05	6.06	15.49	11.18	14.03	14.36	15.95
Fe2O3	4.26	3	0.99	5.89	3.42	3.18	3.99	4.09	2.42	3.19	1.67	4.21	4.27	4.9	4.76
FeO	6.93	10.77	9.18	8.38	9.98	8.62	7.47	7.23	7.56	8.7	9.63	8.88	8.48	9.16	9.45
MnO	0.07	0.15	0.12	0.08	0.1	0.1	0.14	0.15	0.28	0.11	0.16	0.17	0.17	0.25	0.12
MgO	11.25	9.47	8.47	11.15	9.37	5.86	9.48	7.45	5.32	6.21	7.82	10.63	9.06	7.72	5.79
CaO	5.05	6.38	5.79	1.26	3.7	2.72	7.33	8.31	10.49	5.48	5.62	8.42	5.47	5.7	9.18
Na2O	4.27	3.14	4.67	2.87	3.06	3.66	3.32	3.69	2.75	4.38	3.84	2.38	3.35	4.41	4.26
K2O	1.2	1.27	0.53	4.12	1.48	0.4	1.73	1.56	2.22	1.25	1.22	1.57	1.19	0.71	0.65
P2O50	0.19	0.32	0.52	0.26	0.28	0.41	0.14	0.19	0.45	1.03	0.54	0.35	0.49	0.33	1.16
Cr	120	255	27	900	292	85	150	146	30	5	31	500	123	100	<10
Ni	69	97	22	…	62	32	92	78	34	18	29	…	51	…	11
Rb	59	49	36	100	55	44	46	39	57	49	49	<20	43	<10	41
Ba	613	550	292	…	560	268	145	126	691	282	615	…	221	…	642
Sr	801	827	387	50	250	36	606	497	443	287	483	454	797	470	601
Ta	0.9	0.8	0.8	…	0.9	0.9	0.8	0.8	0.8	0.9	0.8	…	0.8	…	0.8
Nb	15	14	14	<20	15	15	14	14	15	15	15	16	14	…	16
Hf	5.01	5	4.9	…	5.2	5	5	4.9	5.1	5	5	…	4.8	…	4.9
Zr	229	168	138	61	283	103	279	236	193	116	146	130	156	100	63
Y	36	26	31	<15	73	6	80	68	22	5	25	…	30	…	<5
Th	5.01	5	4.9	…	5.2	5	5	4.9	5.1	5	5	…	4.8	…	4.9
La	16	15	23	…	38	26	<10	<10	49	32	39	…	<10	…	50
Ce	34	37	28	…	40	28	18	16	49	34	49	…	19	…	57
Nd	23	23	28	…	36	30	14	12	42	33	37	…	9	…	42
Sm	9.9	9.5	9.7	…	8.6	9.8	10	9	10	11	10	…	11	…	9.9
Eu	2.9	2.8	2.8	…	2.4	2.9	3	2.7	3	3.3	3.1	…	3	…	2.7
Tb	1	1	1.2	…	1	1.1	0.9	0.9	1	0.9	1.1	…	0.9	…	0.9
Yb	5.1	3.3	3.6	…	7.3	3.8	3.9	4.8	2.4	6.3	3.5	…	6.2	…	7
	2-8	3-23	1-55	3-29	3-7-2	1-56	1-46	1-58	1-1	1-21	1-31	2-1	3-1	3-10	1-25
SiO2	50.32	50.01	47.67	47.55	49.49	50.67	48.03	47.52	48.67	47.32	48.78	48.85	47.78	46.2	43.74
TiO2	2%	1.84	2.44	1.22	1.49	1.71	1.59	1.58	2.22	2.5	2.56	1.44	1.72	1.8	3.02
Al2O3	14.3	13.24	15.37	14.92	15.98	17.29	15.03	15.56	14.05	6.06	15.49	11.18	14.03	14.36	15.95
Fe2O3	4.26	3	0.99	5.89	3.42	3.18	3.99	4.09	2.42	3.19	1.67	4.21	4.27	4.9	4.76
FeO	6.93	10.77	9.18	8.38	9.98	8.62	7.47	7.23	7.56	8.7	9.63	8.88	8.48	9.16	9.45
MnO	0.07	0.15	0.12	0.08	0.1	0.1	0.14	0.15	0.28	0.11	0.16	0.17	0.17	0.25	0.12
MgO	11.25	9.47	8.47	11.15	9.37	5.86	9.48	7.45	5.32	6.21	7.82	10.63	9.06	7.72	5.79
CaO	5.05	6.38	5.79	1.26	3.7	2.72	7.33	8.31	10.49	5.48	5.62	8.42	5.47	5.7	9.18
Na2O	4.27	3.14	4.67	2.87	3.06	3.66	3.32	3.69	2.75	4.38	3.84	2.38	3.35	4.41	4.26
K2O	1.2	1.27	0.53	4.12	1.48	0.4	1.73	1.56	2.22	1.25	1.22	1.57	1.19	0.71	0.65
P2O50	0.19	0.32	0.52	0.26	0.28	0.41	0.14	0.19	0.45	1.03	0.54	0.35	0.49	0.33	1.16
Cr	120	255	27	900	292	85	150	146	30	5	31	500	123	100	<10
Ni	69	97	22	…	62	32	92	78	34	18	29	…	51	…	11
Rb	59	49	36	100	55	44	46	39	57	49	49	<20	43	<10	41
Ba	613	550	292	…	560	268	145	126	691	282	615	…	221	…	642
Sr	801	827	387	50	250	36	606	497	443	287	483	454	797	470	601
Ta	0.9	0.8	0.8	…	0.9	0.9	0.8	0.8	0.8	0.9	0.8	…	0.8	…	0.8
Nb	15	14	14	<20	15	15	14	14	15	15	15	16	14	…	16
Hf	5.01	5	4.9	…	5.2	5	5	4.9	5.1	5	5	…	4.8	…	4.9
Zr	229	168	138	61	283	103	279	236	193	116	146	130	156	100	63
Y	36	26	31	<15	73	6	80	68	22	5	25	…	30	…	<5
Th	5.01	5	4.9	…	5.2	5	5	4.9	5.1	5	5	…	4.8	…	4.9
La	16	15	23	…	38	26	<10	<10	49	32	39	…	<10	…	50
Ce	34	37	28	…	40	28	18	16	49	34	49	…	19	…	57
Nd	23	23	28	…	36	30	14	12	42	33	37	…	9	…	42
Sm	9.9	9.5	9.7	…	8.6	9.8	10	9	10	11	10	…	11	…	9.9
Eu	2.9	2.8	2.8	…	2.4	2.9	3	2.7	3	3.3	3.1	…	3	…	2.7
Tb	1	1	1.2	…	1	1.1	0.9	0.9	1	0.9	1.1	…	0.9	…	0.9
Yb	5.1	3.3	3.6	…	7.3	3.8	3.9	4.8	2.4	6.3	3.5	…	6.2	…	7

Archive of SID

www.SID.ir

شکل ٣- کنتاکت مستقيم بين گدازه تراکيتي در پائين و روانه بازالتي در بالا (دياپير شمال غرب حرجند)



شکل ۴- رخنمون پلاژيوکلازهاي سديک(Ab) در زمينه اي از کلسيت(Ca) ، کلريت(Clh) به صورت کاني ثانويه درون حفرات را پر کرده است(a، نور طبيعی و b، نور پلاريزان).

Archive of SID

-توده‌هاي نفوذي نيمه عميق: اين توده‌ها معادل توده‌هاي نيمه عميق بازالت‌ها و تراکيت‌ها بوده و توده‌هاي کوچکي از ميکرو گابرو و ميکرو سينيت را تشکيل مي‌دهند. بطور کلي مي‌توان سنگ‌هاي آذرين اين دو دياپير را به دو دسته مافيک و ساليک تقسيم نمود. دياپيرهاي سازند دزو را دايک‌هاي لامپروفيري بازيک قطع مي‌کند که به طور يقين از سازند دزو جوانتر بوده و مطالعات ما در نواحي اطراف نشان داده که اين دايک‌ها تمامي پالئوزوئيک و در بعضي مناطق حتي کرتاسه را نيز قطع مي‌نمايد.

از مجموع مطالعات صحرايي در روابط بين اجزاي آذرين سازند دزو با هم و روابط مجموعه‌هاي آذرين با سنگ‌هاي رسوبي درونگير مي‌توان نتايج زير را اخذ نمود:

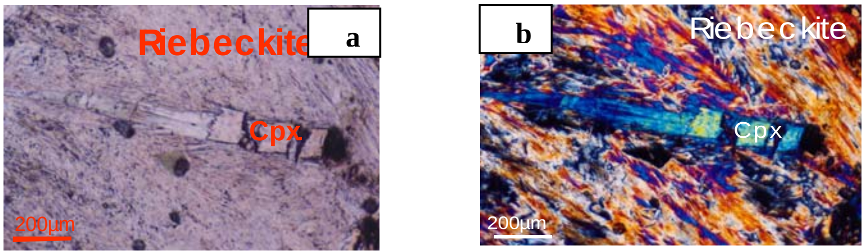
١) برونريزي ريتمک ماگماهاي بازيک و ساليک.

٢) اشکال مختلف مجموعه‌هاي آذرين سازند دزو بر اثر برونريزي ريتمک اين ماگماها و يا تبلور اين ماگما دراعماق کم به وجود آمده اند.

پتروگرافي و ژئو شيمي

سنگ‌هاي ولکانيکي داراي بافت‌هاي مختلف از قبيل جرياني، اينترسرتال, پرفيري و حفره اي مي‌باشند. کاني‌هاي عمده اين سنگ‌ها عبارتند از : پلاژيوکلازهاي سديک (اليگوکلاز-آلبيت) که به ندرت به لابرادوريت-آندزين مي‌رسند(شکل ۴). اليوين کاني مافيک اصلي دربازالت‌ها مي‌باشد مقدار آن از ۵ تا ٣٠ درصد مي‌رسد. مقدار کمي بيوتيت، ريبکيت، کلينوپيروکسن و هورنبلند نيز ديده مي‌شود. مرحله پاياني تبلور در سنگ‌هاي سينيتي عبارتست از تشکيل کاني‌هاي تاخيري نظير کوارتز, کلسيت به همراه کاني‌هاي ديگري چون اژيرين-اوژيت (شکل ٨),

www.SID.ir



شكل ۵- تبديل كلينوپيروكسن(CPx) به آمفيبول سديك(Rieb) در اثر متاسوماتيسم(a، نور طبيعی و b، نور پلاريزان).

آندراديت (شكل ٨) , اسفن و بيوتيت كه در فضاي بين آلكالي فلدسپار و پلاژيوكلاز رشد مينمايند. كه در اثر هجوم محلول‌هاي هيدروترمال تشكيل شده است. اين مرحله در حضور يک فاز سيال غني از مواد فرار صورت مي‌پذيرد. تشكيل كاني‌هاي آبدراي مثل بيوتيت و اكتينوليت حاكي از تاثير يک سيال آبدار است. بالا بودن فشار گاز CO_2 مانع از ورود Ca^{+2} در ساختار فلدسپار مي‌گردد, بنابراين فلدسپارهاي متبلور شده از انواع آلكالي فلدسپار مي‌باشد. در مراحل پاياني تبلور[1] با ورود Ca^{+2} در ساختار كربنات‌ها به جاي پلاژيوكلاز سيليس مازاد به صورت كوارتز متبلور مي‌گردد.(شكل ۵)

بازالتها انواع مختلف دگرساني را تحمل نموده و كاني‌هاي كلريت، كلسيت، سريسيت، سرپانتين و اپيدوت به خرج پاراژنز ماگمايي تشكيل شده است. كلسيت در حفرات و فضاهاي بين كاني‌هاي اوليه ماگمايي در مراحل آخر تبلور تشكيل شده است. كاني‌هاي اپاک (ايلمنيت و مانيتيت) و آپاتيت كاني‌هاي فرعي اين سنگ‌ها را تشكيل مي‌دهند. اين بازالت‌ها از نوع بازالت‌هاي تحولي[2] مي باشند (Hughes, 1983).

تراكيت‌ها و تراكي لاتيت‌ها داراي بافت تمام بلورين و پورفيري بوده و در بسياري از موارد (حتي درتراكيت دانه درشت) بلورهاي فلدسپات قليايي چنان آرايش يافته اند كه يک بافت جرياني بسيار مشخص را تداعي مي‌نمايد. اين سنگ‌ها بيشتر از فلدسپات‌هاي قليايي سديک و پتاسيک تشكيل شده و مقدار كاني‌هاي مافيک در اين سنگها بسيار ناچيز است. كاني‌هاي مافيک عبارتند است از بيوتيت كه كمتر ا ز ۵% سنگ را تشكيل مي‌دهد.

در بعضي از تراكيت‌هاي دانه درشت و توده‌هاي سينيتي نيمه عميق در مراحل انتهايي تبلور ماگما مجموعه اي ازكاني‌ها مانند: آندراديت(شكل ٨)، اژيرين، اوژيت – اژيرين(شكل٨)، آنيت، فرواكتينوليت،كوارتز، سيدريت، كلسيت، مانيتيت، فلورين، باريت، روتيل، اسفن، اپيدوت، آپاتيت، آلبيت، آدولاريا و پيريت تشكيل گرديده است.

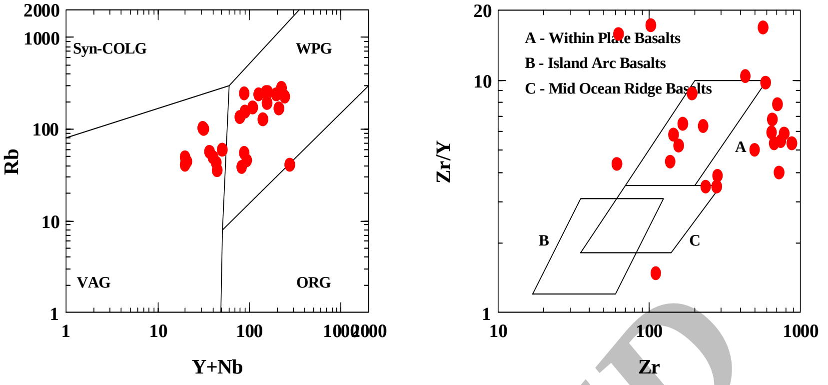
جهت تعيين محيط تكتونيكي سنگ‌هاي منطقه مورد مطالعه از دياگرام Zr/Y و Rb/Nb+Y استفاده گرديد. با توجه به اينكه عناصر بكاربرده شده در اين دياگرام‌ها ثابت[3] بوده، بنابراين تعيين محيط تكتونيكي با دقت بيشتري انجام مي‌گيرد. در هر سه از اين دياگرام‌ها نمونه‌ها در محدوده داخل صفحات[4] قرار گرفته اند(شكل ۶).

با آنكه وابستگي زمين شناختي اين سنگ‌ها و برون

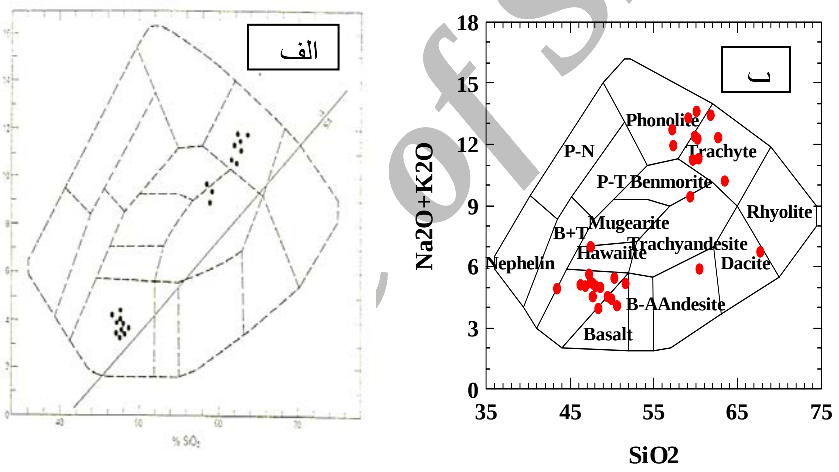
---

[1] late magmatic
[2] transitional basalt
[3] immobile
[4] within plate

Archive of SID
www.SID.ir



شکل ۶- الف موقعیت نمونه‌هاي مورد مطالعه درنمودارهاي Rb/Nb+Y و Zr/Y .



شکل۷. مقایسه دو قطبي بازالت تراکیت ریفت Gregory کنیا(به نقل از Wilson, 1989)(الف) و مجموعه‌هاي سنگ‌هاي آذرین دو قطبي بازالت-تراکیت سازند دزو(ب) دردیاگرام آلکالي-سیلیس کاکس و سایرین(۱۹۷۹).

ریزي ریتمي آنها از دیدگاه صحرایي محرز مي‌باشد ولي بررسي ژئوشیمیایي (جدول۱) این مجموعه دلالتي بر وجود خلا ترکیبي۱ مي‌باشد. این خلا ترکیبي به نام نبود دیلي(Daly's gap) مشهور مي‌باشد (Hall, 1978 & Middlemost, 1987).وقفه مذکوردر اشکال ۷ و ۱۰ و ۱۱ و۱۲ به نمایش گذاشته شده است.

با توجه به اشکال ۷ و ۹ و ۱۰ و۱۱ و ۱۲ دو ویژگي اصلي ژئوشیمیایي این مجموعه‌هاي آذرین پدیدار مي‌گردد:

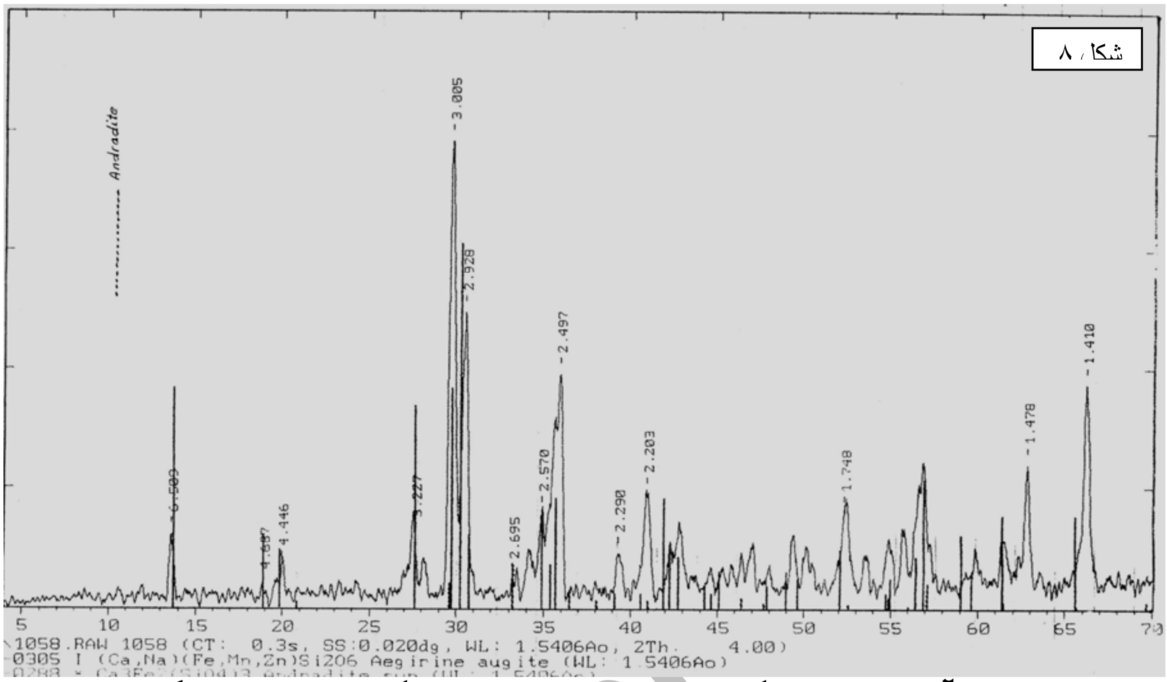
۱- از دیدگاه ژئوشیمیایي این مجموعه‌ها در بسیاري از دیاگرام‌هاي مذکور در محدوده عبور از ساب آلکالن به آلکالن یا در حقیقت رشته ترانس آلکالي (transalkaline) قرار مي‌گیرند (اشکال ۹و۱۰ و۱۱).

---

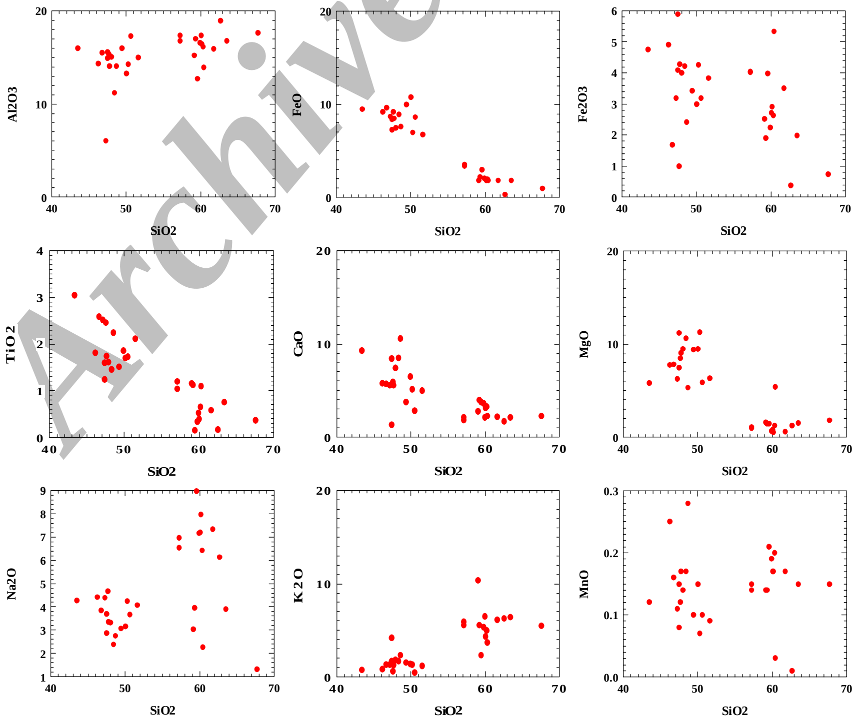
1. compositional gap

Archive of SID

www.SID.ir

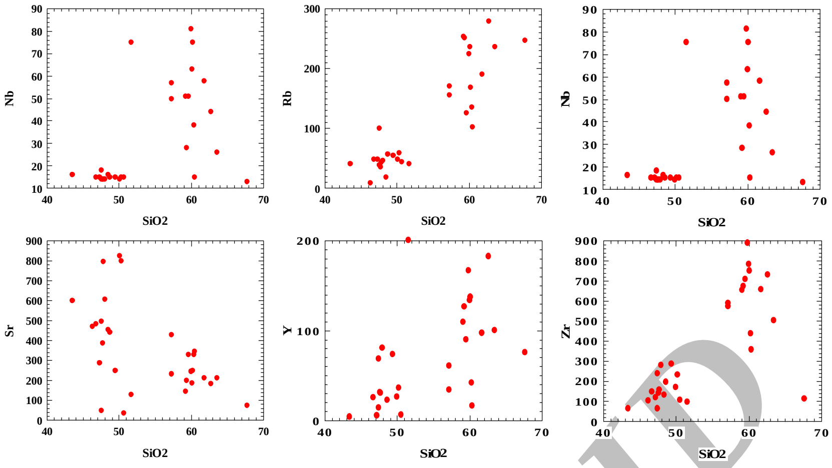


شکل ۸- نمودار مربوط به آنالیز X-ray انجام گرفته بر روي بلورهاي پيروکسن و گارنت جدا شده از سنگ‌هاي سينيتي که نشان دهنده ترکيب اژيرين –اوژيت براي پيروکسن‌ها و آندراديت براي گارنت‌ها است.

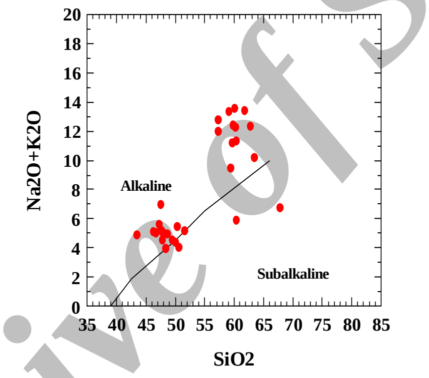


شکل۹- دياگرام‌هاي متغيير نوع هارکر, تغييرات عناصراصلي در مقابل SiO2 برا ي سنگ‌هاي آذرين سازند دزو

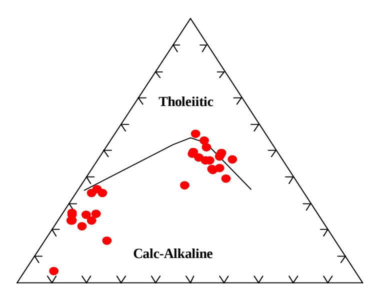
www.SID.ir



شكل ۱۰- دياگرام‌هاي متغيير نوع هاركر, تغييرات عناصركمياب در مقابل SiO2 برا ي سنگ‌هاي آذرين سازند دزو



شكل ۱۱- دياگرام آلكالي سيليس ايروين و باراگار(۱۹۷۱) و موقعيت سنگ‌هاي آذرين سازند دزو در آن.



شكل ۱۲- موقعيت فرا رگيري سنگ‌هاي آذرين منطقه حرجند در دياگرام AFM.

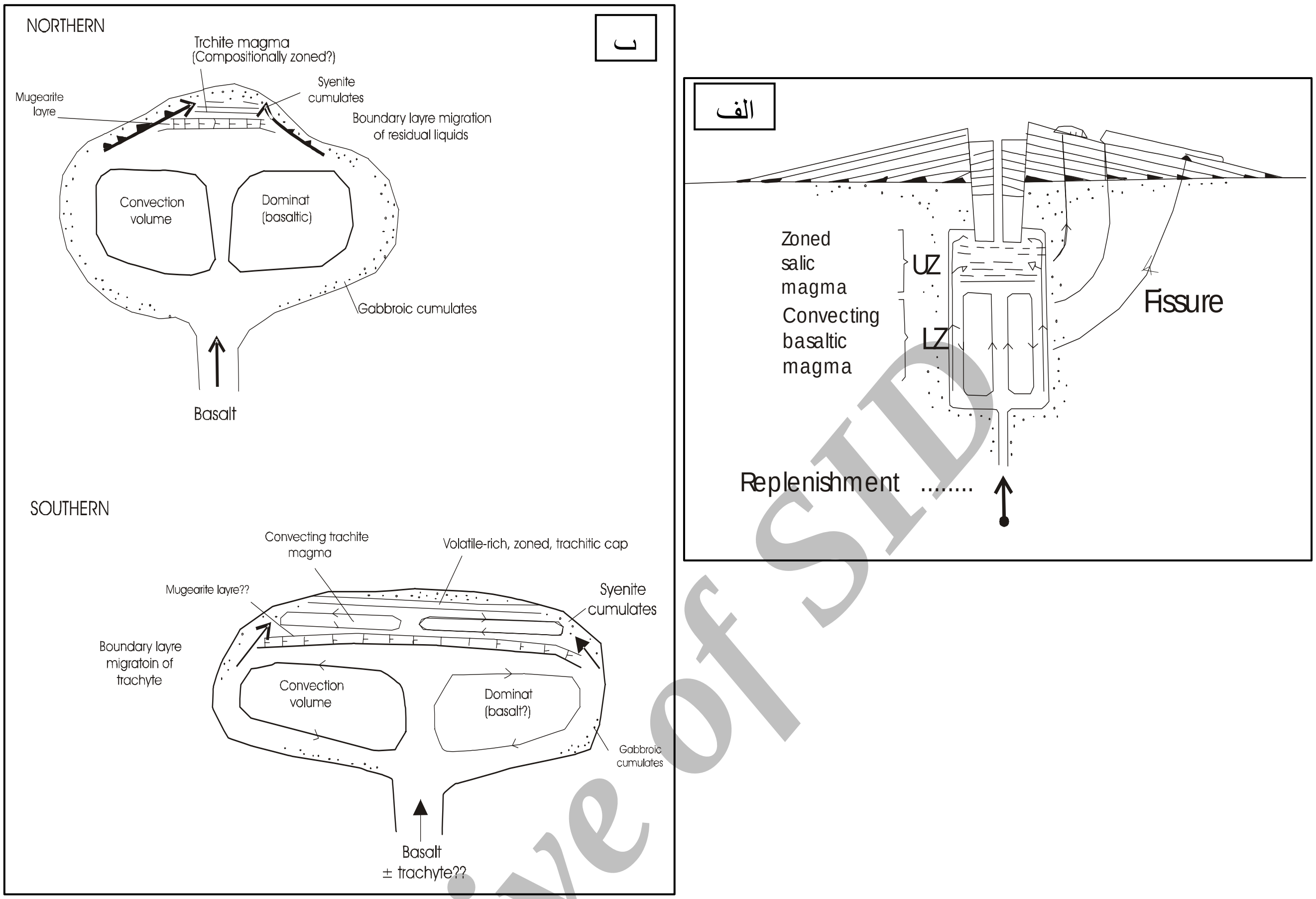
۲- وقفه ديلي به طور آشكاري در ايـن ديـاگرام‌هـا نمـودار گرديده است (۹ و۱۰ و۱۱ و۱۲ ، طهمورثي، ۱۳۷۵).

پترولوژي

مهمتـرين ويژگـي پترولـوژيكي سـنگ‌هـاي آذريــن

Archive of SID

www.SID.ir



شکل۱۳- الف. نمایش شماتیك اثرات تفریق در حالت مایع، یك اتاق ماگمایي که از لحاظ ترکیبي منطقه بندي شده است، حاصل مهاجرت مایع پسمانده شناور،(تغذیه مجدد مخزن تقریبا بوسیله فوران از یك مجراي مرکزي، یا در مراحل بعدي بوسیله تشکیل شکافها و فوران‌هاي پهنه اي متعادل مي‌شود، Baker به نقل از Fitton& Upton, 1987).

ب. مدل‌هاي عمومي براي نشان دادن ارتباطات در کالدرهاي نواحي شمالي و جنوبي(در ریفت کنیا قبل از فرو ریزش کالدرا Macdonald به نقل از Fitton & Upton, 1987).

دیاپیرهاي دزو نبود دیلي در مجموعه بازالتي-تراکیتي و تعلق آن به رشته ترانس آلکالي مي‌باشد. در مورد نحوه پیدایش چنین مجموعه اي دو سوال مطرح مي‌گردد: (۱) چه پدیده‌هاي ماگمایي باعث بروز وقفه دیلي مي‌شوند؟ و رد پاي این پدیده‌هاي در منطقه مورد مطالعه داراي چه نمودي مي‌باشند؟ (۲) محیط ژئودینامیکي این مجموعه‌ها چیست؟

مقایسه ویژگي‌هاي ژئوشیمیایي سنگ‌هاي آذرین دیاپیرهاي سازند دزو درمنطقه حرجند و مجموعه دو هنجاري کافت گرکوري۱ درکنیا نشان مي‌دهد که این دو مجموعه به یکدیگر شباهت بسیار زیادي دارند. در شکل ۷

---

1 . Gregory rift

Archive of SID
www.SID.ir

این مقایسه به نمایش گذاشته شده است. بنابراین از دیدگاه ژئودینامیک مي‌توان سنگ‌هاي آذرین دزو را به فعالیت‌هاي ماگمایي محیط‌هاي کششي۱ نسبت داد، در مورد علل دو قطبي بودن برونریزي‌ها و نبود دیلي در محیط‌هاي کششي اظهار نظرهاي بسیار زیادي صورت گرفته است و پدیده‌هاي بسیار متعددي مانند اثر سورت۲، (MC Briney, 1984)، همرفت یا انتشار مضاعف۳، (Best, 1982)، نامیژاکي به حالت مایع٤، (Middlemost, 1987) و انتقال گازي٥، (Middlemost, 1987) عنوان گردیده است. عملکرد تمامي این پدیده‌ها به طور قطع یک نتیجه اصلي دارد که در بالای محفظه ماگمایي مذابهاي سیلیکاته پرآلکالن (ماگماي تراکیتي) و در پائین آن مذاب‌هاي سلیکاته بازالتي به صورت دو مذاب کاملا متمایز ازهم بر روي هم پدیدار مي‌گردند. بنابراین با فرض تغذیه مجدد محفظه ماگمایي از سوي گوشته بالایي متاسوماتیزه (غني شده از فلزات قلیایي) و عملکرد پدیده‌هاي مذکور در فوق مي‌توان به خوبي تکرار ریتمي فوران‌هاي بازالتي-تراکیتي را توجیه نمود. بدون تردید تفریق بلورین در این پدیده‌ها نقش بسیار جالبي را دارا است. در شکل ۱۳ این پدیده به نمایش گذارده شده است.

مطالعات سبزه ئي و همکاران (۱۳۷۶) نشان داده که ماگماي اولیه واجد یک فاز سیال است که وجود فازهاي P, F, O_2, SO_4, CO_3, CO_2, H_2O در آن به اثبات رسیده و چنین است که در مراحل انتهایي تفریق ماگما بر اثر واکنش این سیالات با مذاب پس مانده که خود از SiO_2، CO_3Ca، Fe_2O_3، و احتمالا K_2O، Na_2O غني مي‌باشد مجموعه اي از کاني‌هاي مراحل انتهایي تبلور به وجود مي‌آید. وجود کاني هایي مثل آندرادیت، کلسیت، روتیل، اسفن، آپاتیت، فلوریت، آژیرین، آلبیت، آدولاریا، آنیت، اپیدوت، فرواکتینولیت و سیدریت در مرحله نهایي تبلور در سینیت‌ها و تراکیت‌ها به خوبي مبین این پدیده‌ها بوده و نشان مي‌دهد که ماگماي اولیه از نظر فاز گازي بسیار غني مي‌باشد طبیعي است که در این ماگما پدیده انتقال گازي بسیار بااهمیت مي‌باشد. فیلیپاتز٦ اظهار مي‌دارد که وقتي یک ماگماي غني از مواد فرار به اعماق کم مي‌رسد کاهش فشار باعث جدایش یک فاز سیال گردیده و چون از ماگما سبک تر است، سریعتر از ماگما صعود مي‌نماید، و بر روي پدیده‌هاي دیگر مخزن ماگمایي مانند جریانهاي همرفتي و سقوط وزني اثر مي‌گذارد. وجود حباب‌هاي گازي باعث ازدیاد نیروي شناور و در نتیجه تجمع مایعات سبک است که بر اثر پدیده سورت یا پدیده تفریق بلورین بوجود آمده اند. بنابراین وجود فاز سیال مي‌تواند عملا موجب سهولت پدیداري یک لایه مذاب سیلیکاته غني از آلکالي‌ها شود. در بحث سنگ نگاري اشاره نمودیم که فلدسپات‌هاي قلیایي همراه با کوارتز در بعضي از بازالت‌ها به صورت کاني‌هاي مراحل انتهایي تبلور بازالت‌ها بین کاني‌هاي اصلي این سنگ‌ها متبلور شده است. این شاهد سنگ نگاشتي به خوبي نشان مي‌دهد که مذاب‌هاي تراکیتي مي‌توانند از دل یک ماگماي مادر غني از آلکالي‌ها به وجود آیند. اگر این ماگما غني از فاز گازي باشد و مذاب‌هاي غني از آلکالي‌ها بر اثر پدیده سورت در کناره محفظه ماگمایي به وجود آید صعود این ماگما به واسطه وجود فاز سیال سهولت یافته و

---

1 . extensional environment
2. sorret effect
3. double diffusive convection
4. liquid immiscibility
5 . gaseous transfer
6 . Philipotts, 1990

Archive of SID

www.SID.ir

چنین است که در محفظه ماگمايي دو لايه تراکيتي و بازالتي جدا گرديده و برونريزي اين دو لايه اولا باعث پديداري فوران ريتمي بازالت-تراکيت گرديده و ثانيا نبود ديلي را موجب گردد. در حقيقت فاز گازي همانند يک موتور مکشي قسمت اعظم پليمرهاي ساختاري فلدسپاتي (فلدسپات‌هاي آلکالن) را که در متن ماگما بر اثر پديده‌هاي ناميژاکي، اثر سورت تفريق بلورين و همرفتي انتشار مضاعف به وجود آمده اند به سمت بالاي محفظه ماگمايي مي‌کشاند. قابل توجه آنکه سبزه ئي (۱۳۶۸) درگنبدهاي نمکي کاکان و کمهر و کوه غول در استان بوير احمد و کهکيلوئه نشان داد که تشکيل مذاب هايي با ترکيب آلبيت سينيتي در درون ماگماي بازالتي نوع کامپتونيتي بر اثر پديده ناميژاکي بوده است.

اگر پديده ناميژاکي را عامل اصلي پديداري مذاب‌هاي قليايي بدانيم پديده انتقال گازي در ماگماي غني از فاز گازي انتهايي مي‌تواند به عنوان موتور محرکه براي بهم پيوستن قطرات ناميژاک و تشکيل يک مذاب مستقل عمل نمايد.

نتیجه

۱- دو دسته اصلي سنگ‌هاي آذرين بیرونی بازالتی-تراکیتی در دياپيرهاي دزو با هم خويشاوندي ماگمايي دارند و از ماگمايي با سرشت ترانس آلکالي منشاء گرفته اند.

۲- پديده انتقال گازي نقش بسيار موثري در پديداري زون بندي ترکيبي[1] در محفظه‌هاي ماگمايي داشته که حاصل برونريزيهاي اين محفظه‌ها سنگ‌هاي آذرين دو هنجاري بازالتي-تراکيتي، سازند دزو مي‌باشد. اين پديده نقش بسيار اساسي را در پديداري نمودهاي تفريقي ساير پديده‌ها مانند ناميژاکي، تفريق بلورين و همرفتي انتشار مضاعف دارد. تاثير اين پديده درماگماهاي قليايي موجب بروز دو گونه سنگ با ترکيب دور از هم و نبود سنگ‌هاي حدواسط (نبود ديلي) را موجب مي‌گردد.

۳- مقايسه سنگ‌هاي آذرين سازند دزو در دياپيرهاي منطقه حرجند و سنگ‌هاي کافت گرگوري در کنيا نشان مي‌دهد که در ايران زمين بلافاصله بعد از تاثير فاز کوهزايي پان آفريکن يک رژيم کششي درون قاره اي حاکم گرديده است.

۴- برون ريزي ريتمي بازالت-تراکيت درحوضه‌هاي کنار قاره اي بهترين گواه براي مقايسه رژيم حاکم بر پرکامبرين تحتاني درايران و کافت‌هاي درون قاره اي کلاسيک شرق آفريقا مي‌باشد.

Archive of SID

---

[1] . compositional zoning

www.SID.ir

منابع

۱- آقانباتي, س., ع., , *زمين شناسي ايران*, انتشارات سازمان زمين شناسي و اكتشاف معدني كشور, ۵۸۲ صفحه، ۱۳۸۳.

۲- سبزه ئي، م.، *گزارش بررسي‌هاي زمين شناختي و سنگ شناختي گنبدهاي نمكي كاكان، كمهر و كوه گول در منطقه ياسوج*. اداره كل معادن و فلزات استان كهكيلويه و بوير احمد، گزارش داخلي، ۷۰ص ، ۱۳۶۸.

۳- سبزه ئي، م.، نقره ئيان، م.، طهمورثي، ب.، *واكنش واپسين دم تبلور ماگما درتراكيت‌هاي منطقه حرجند شمال شرق كرمان*، پانزدهمين گردهمايي سالانه سازمان زمين شناسي كشور، صفحه ۱-۲۱، ۱۳۷۵.

۴- طهمورثي،ب.، *پترولوژي مجموعه‌هاي آذرين سازند دزو درمنطقه حرجند شمال-شمال شرق كرمان*، پايان نامه كارشناسي ارشدپترولوژي، دانشگاه اصفهان، ۲۰۹ص، ۱۳۷۵.

5- M., Ahmadzadeh Heravi, New concept of Hormuz formation stratigraphy, The problem of salt diapearism in south Iran. In symposium on diapearism with special refrence in Iran, v. 1, 785p. (1990).

6- B. H., Baker, G. G., Goles, W. P., Leeman, M. M., Linstrom, Geochemistry and petrogenesis of a basalt-benmoreite-trachyte suite from the southern part of the Gregory rift, Keniya, Cont, Miner. Petrol., v, 64, pp. 303-332. (1977).

7- M.G., Best, Igneous and metamorphic petrology, Freeman, 630p. (1982).

8- A., Hall, Igneous petrology Longman UK Limited, 573p. (1978).

9- R., Huchriede, M., Kursten, H., Venglaff, Geologie des gebietes zwischen Kerman und Saghand, Beiheft zum Geologischen Jahrbuch, V.51, 179p. (1926).

10- C. J., Hughes, Igneous petrology, Elsevier, 551p. (1983).

11- R., Macdonald, Quaternary peralkaline silicic rocks and caldera volcaneous of keuyain, Fitton, J. G., Sutherland, D. J., ed., Alkaline igneous rocks, Black well Sci. Pub., London, pp. 313-334. (1987).

12- A.R., Mc. Briney, Igneous petrology, Freeman, Cooper & Company, 504p. (1984).

13- E.A.K., Middlemost, Magmas and magmatic rocks, An Introduction to igneous petrology, Longman group limited, 498p. (1987).

14- A.R., Philpotts, Principle of Igneous and metamorphic petrology, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Gersey. 498p. (1990).

15- A.-J., Wang, Q.-M., Peng, Salt Dome- Controlled Sulfide Deposits, Eastern Liaoning, Northeastern China, Economic Geology, V.93, No.1,P1-14. (1998).

16- G.R., Wessel, The geology of plate margins, the Geological Society of America, Map and chat series MCHO59A. (1986).

17- M., Wilson, Igneous petrogenesis, Unwin Hyman, 466p. (1989).

18- M.A., Zarkov, Paleozoic salt bearing formation of the world, Spring Verlag Berlin Heideiberg, Germany, 427p.(1984).

Archive of SID

www.SID.ir