بررسی پترولوژیکی و تکتونوماگمایی
بازالت های سنوزوئیک خاور ایران (خراسان)

نوشته : دکتر منصور وثوقی عابدینی*

PETROLOGIC AND TECTONOMAGMATIC ASPECTS
OF CENOZOIC BASALTS IN EAST IRAN (KHORASAN)

By: Dr.Mansur Vosughi Abedini*

Abstract

In order to determine the petrological characteristics,recent volcanic rocks in east Iran has been sampled and studied.In previously published geological maps, these rocks are known as " Quaternary basalts" although by using differentt petrological methods they seem to be andesite and dacite rather than baslt. In east Iran, is basalt only found in two restricted regions: one near Mud village, southeast of Birjand, the other in Ferdows area. This paper deals with the petrographic , petrologic and tectonomagmatic aspects of these two localities.

Petrographic and geochemical studies show that, these rocks have an alkaline nature and normative nepheline is present in most of the samples. From the geochemical point of view the samples has a genetic relation and derived from the same parental magma.

In some cases the chemical composition is very similar to a basaltic parental magma; however, in other ones fractional crystallization is the major process of magma evolution. In diagrams, these basalts, in spite of their alkaline nature , plotting in calcalkaline fields tectonomagmatic. Probably because of a distinctive mode of magma evolution, of course this evolution had not enough intensity to remove the alkaline nature completely. In general consideration a rifting origin seems to be acceptable and for the better deduction, isotopic study is needed.

* Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University.

* دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی

چکیده :

به‌منظور بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی ولکانیکهای جدید خاور ایران که بر روی نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه با نام «بازالتهای کواترنری» معرفی شده است، بروزدهای این سنگهای آتشفشانی در محدودهٔ جغرافیایی پهناوری از منطقه‌های خاوری ایران بررسی و نمونه‌برداری شدهٔ است. بررسی‌های مختلف سنگ‌شناسی بر نمونه سنگهای برداشت شده نشان داد که این سنگها، برخلاف آنچه که در گذشته تصور می‌شد، بیشتراز بازالت تشکیل نشده بلکه از انواع آندزیت تا داسیت است. در پهنه‌های خاوری ایران، بازالت تنها در دو ناحیهٔ محدود، یکی در پیرامون روستای مود در جنوب خاوری بیرجند و دیگری در ناحیهٔ فردوس برونزد دارد. در این نوشتار، تنها بررسی‌های پتروگرافی- پترولوژی و مسائل تکتونوماگمایی این بازالتها مورد بحث قرار گرفته است.

بررسی‌های پتروگرافی- ژئوشیمیایی نشان داد که بازالتهای گستره مورد بررسی ماهیت آلکالن دارد، چنانکه در محاسبهٔ نورم بر بیشترنمونه‌های سنگی حضور نفلین مشخص شده است. از بررسی‌های ژئوشیمیایی سنگها چنین بر می‌آید که در بین نمونه‌های مورد بررسی همبستگی خاستگاهی قابل قبولی وجود دارد و تمام سنگهای بازالتی منطقه از یک ماگمای همنوع مشتق شده‌اند.

ترکیب شیمیایی بعضی از سنگها به ترکیب ماگمایی بازالتی مادر بسیار نزدیک است. ترکیب شیمیایی برخی از نمونه‌ها نیز گویای تفریق بلورین متفاوت در ماگمای سازنده آن‌ها است.

بررسی‌های تکتونوماگمایی نشان داده است سنگهای بازالتی که بر نام‌گذاری عموماً از نوع آلکالن هستند در محدوده سنگهای کالکوآلکالن قرار می‌گیرند. این دوگانگی به احتمال خیلی زیاد وابسته به تحولاتی است که بر ماگمای اولیه این سنگها روی داده است. شدت این تحولات به‌حدی نبوده که باعث از میان رفتن کامل خاصیت اولیه یعنی خاصیت آلکالنیته قوی‌تر از آنچه که اینک این بازالتها از خود نشان می‌دهند بشود. از این دیدگاه به گمان، ماگمای نخستین این سنگها درپیوند با کافت (Rift) جدی می‌باشد، بدیهی است بررسی‌های ایزوتوپی، پاسخگوی دقیق‌تر این مسئله خواهد بود.

پیشگفتار

دانسته‌های موجود زمین‌شناسی گستره خاوری ایران نشانگر این است که از زمان ترشیری تا اوایل کواترنری مراحل آتشفشانی شدیدی در این ناحیه‌ها به وقوع پیوسته است. در بررسی‌های سنگ‌شناسی این ولکانیسم، تغییرات و تنوع ترکیب شیمیایی بسیار وسیعی به چشم می‌خورد، چنانکه دامنهٔ این تغییرات از بازالت تا ریولیت است. جوان‌ترین سنی که تاکنون برای سنگهای آتشفشانی این گستره تعیین شده است ۳۱ میلیون سال است که به بازالتهای جنوب بیرجند تعلق دارد.

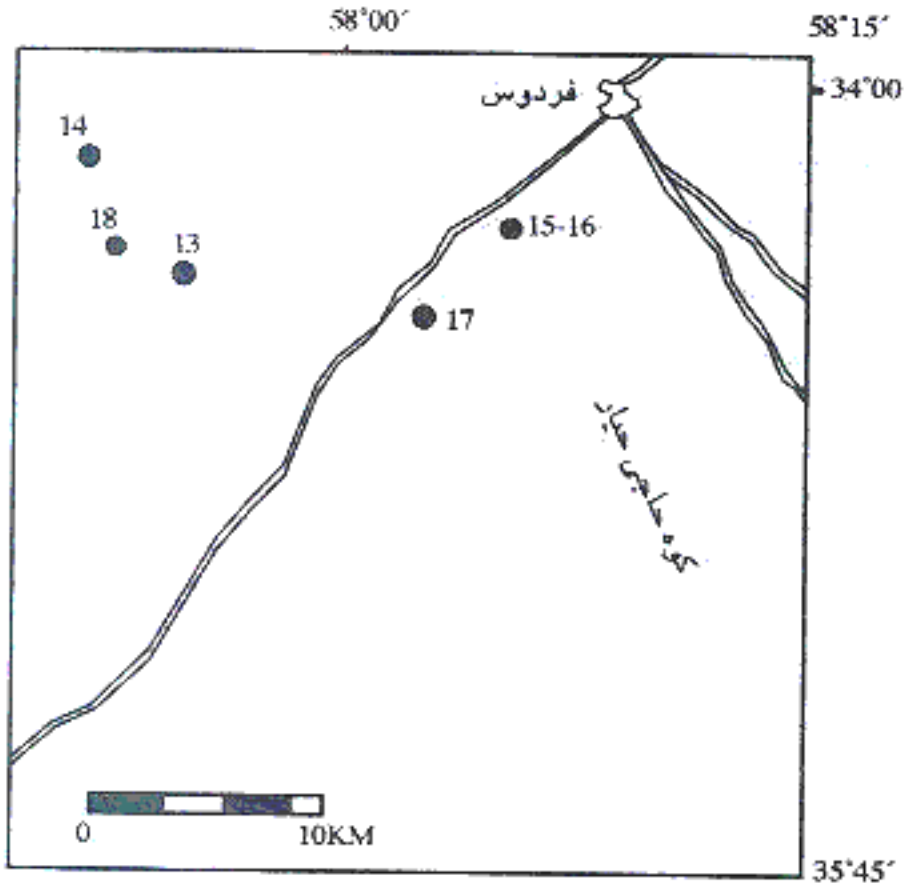
بررسی‌های محدودی تا کنون در بارهٔ مسائل تکتونوماگمایی وابسته به ولکانیسم خاور ایران به‌ویژه ولکانیسم جوان انجام شده است، که در میان آنها، تحقیقات Khorasani (1982) از کیفیت شایان توجهی برخوردار است. آنچه که در این مقاله ارائه می‌شود، دنباله و ادامهٔ بررسی‌های این پژوهشگر در گسترهٔ خاوری ایران است.

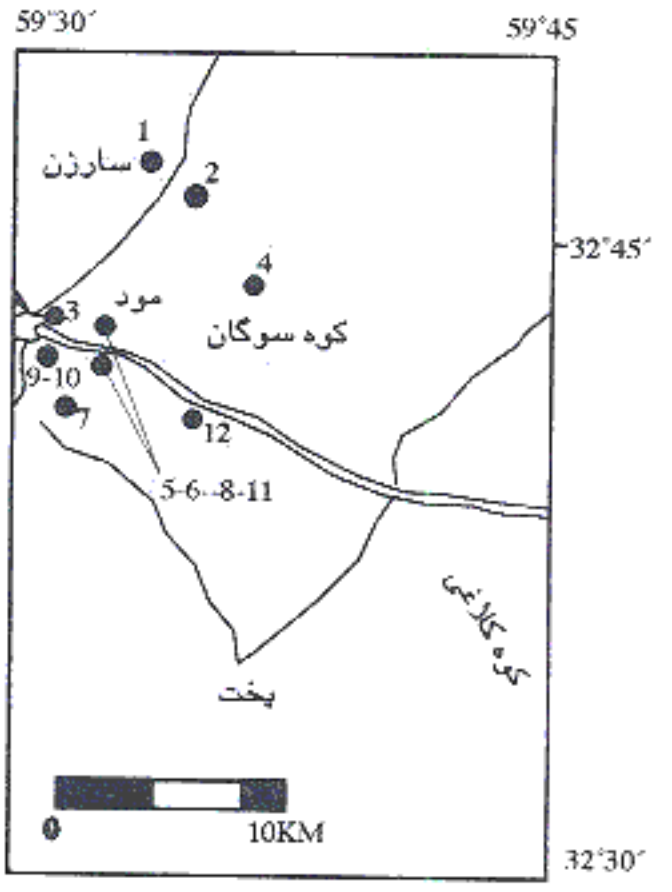
از این دیدگاه در جریان بررسیهای صحرایی تفصیلی، از سنگهای آتشفشانی جوان این مناطق نمونه‌برداری سیستماتیک به‌عمل آمد. این نمونه‌برداری بر پایه نقشه‌های زمین‌شناسی منتشر شده توسط سازمان زمین‌شناسی کشور از جمله برگه‌های فیض‌آباد، بیرجند و بشرویه صورت گرفته است. نمونه‌برداری از واحدهایی که بر روی نقشه‌های یاد شده به عنوان بازالتهای جوان نقشه‌برداری شده‌اند صورت گرفت.

بررسی‌های پتروگرافیکی- پترولوژیکی نشان داد که بیشتر سنگهای نمونه‌برداری شده از نوع آندزیت تا داسیت است. و در بین آن‌ها تنها معدودی سنگهای بازالتی وجود دارند. عمده‌ترین برونزد سنگهای بازالتی جوان گستره خاوری ایران در پهنه مود (حدود سی کیلومتری جنوب خاوری بیرجند) و ده تا سی و پنج کیلومتری جنوب تا جنوب باختری فردوس دیده شده است.(شکل ۱) حداقل سن این بازالتها سی‌ویک میلیون سال گزارش شده است Khorasani (1982).

در زیر نتایجی که از بررسی‌های سنگ‌شناسی این بازالتها به‌دست آمده به کوتاهی شرح داده می‌شود.

شکل ۱– محل دقیق بازالتهای گستره مود و فردوس





سنگشناسی بازالت ها

بررسی‌هایی که در بارهٔ سنگشناسی نمونه‌های بازالتها انجام گرفته است شامل نام‌گذاری، پتروژنز بازالتها و مسائل تکتونوماگمایی آن‌ها است. نام‌گذاری سنگها با دو روش مختلف ترکیب شیمیایی سنگها و کانی‌های مودال صورت گرفته است.

نام‌گذاری برپایه ترکیب شیمیایی سنگها

به‌منظور نام‌گذاری سنگهای گستره مورد بررسی و مقاصد دیگر، از ۱۸ آنالیز شیمیایی که نتایج آن توسط Khorasani (1982) منتشر شده نیز استفاده شده است (جدولهای ۱ تا ۴).

در نام‌گذاری بازالتها از ردبندی‌های Cox et al. (1979)، Middlemost (1980) و LeBas et al. (1986) استفاده شده است.

براین تقسیم‌بندی، همان‌گونه که در شکلهای ۲ تا ۴ نشان داده شده است، سنگهای مورد بررسی، در محدودهٔ بازالت، بازالت آلکالن تا تراکی بازالت جایگزین شده‌اند.

پتروگرافی بازالتها و نام‌گذاری بر پایه کانی‌های مودال

الف – پتروگرافی بازالتهای مود

این بازالتها، بر روی نقشه‌های زمین‌شناسی به عنوان بازالتهای کواترنری نشان داده شده است. سن این بازالتها را به روش پرتوسنجی ۳۱ میلیون سال یعنی الیگوسن پسین تعیین شده است Khorasani (1982).

نتایج حاصل از بررسی میکروسکوپی این بازالتها به قرار زیر می‌باشد:

بازالتها، بافت پورفیریک با خمیرهٔ میکرولیتی دارند و حاوی فنوکریستهای اولیوین و پیروکسن می‌باشند. این بلورها، در خمیره‌ای متشکل از سوزن‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و مقادیری کانی ثانوی از نوع کربنات، کلریت و اکسید آهن جایگزین شده‌اند.

فنوکریستهای اولیوین شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار است و اغلب حاشیهٔ واکنشی نشان می‌دهد. برپایهٔ اندازه‌گیری‌هایی که توسط میزفدروف انجام گرفت، در این کانی‌ها مقدار فورستریت بین ۸۰ تا ۹۰ درصد متغیر است. تعداد زیادی از فنوکریستهای اولیوین تا اندازه‌ای به کانی‌های ثانوی از نوع سرپانتین– کلریت و اکسیدآهن تبدیل شده‌اند.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	47.81	48.12	48.85	49.07	49.08	49.09	49.35	49.37	49.40	49.46	49.99	50.11
Al_2O_3	13.55	13.66	13.12	13.35	13.49	13.75	13.51	13.47	14.20	13.52	14.68	14.67
Fe_2O_3	3.80	3.87	6.08	3.79	2.84	3.32	3.33	2.98	4.08	2.30	3.51	3.52
FeO	5.48	5.47	2.32	3.95	5.25	4.94	4.94	5.14	3.66	5.50	4.24	4.28
MnO	0.16	0.16	0.13	0.13	0.14	0.14	0.14	0.14	0.13	0.13	0.13	0.14
MgO	10.78	10.92	10.24	9.50	11.56	11.15	10.57	11.36	8.94	10.77	9.35	9.25
CaO	9.34	9.39	9.31	9.74	8.38	8.49	8.15	8.23	8.34	8.17	8.53	8.50
Na_2O	2.58	2.85	2.84	2.89	3.90	3.73	3.63	3.80	3.16	3.34	3.50	3.60
K_2O	1.06	1.01	1.87	1.74	1.58	1.63	1.64	1.58	2.03	1.74	1.98	1.66
TiO_2	1.15	1.16	1.15	1.00	0.86	0.89	0.90	0.87	1.15	0.91	1.15	1.10
P_2O_5	0.45	0.46	0.82	0.38	0.29	0.32	0.33	0.30	0.48	0.29	0.54	0.48
H_2O+	2.09	1.97	1.84	1.27	1.28	1.14	1.53	1.37	2.37	2.33	1.54	1.17
H_2O-	0.17	0.26	0.45	0.43	0.40	0.33	0.47	0.46	0.37	0.29	0.19	0.32
CO_2	0.04	0.04	0.15	1.44	0.38	0.30	0.05	0.30	0.08	0.0	0.0	0.09
SO_3	0.05	0.05	0.03	0.05	0.0	0.0	0.05	0.0	0.05	0.0	0.01	0.05
جمع	98.51	99.39	99.20	99.18	99.43	99.22	98.59	99.37	98.46	98.75	99.34	98.94

CIPW Norm	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
or	6.50	6.15	11.46	10.64	9.57	9.87	10.05	9.57	12.59	10.70	12.00	10.11
ab	22.76	24.68	24.96	25.30	24.10	24.17	26.55	25.78	28.18	26.50	26.74	29.53
an	23.21	22.23	18.17	18.95	15.00	16.40	16.34	15.47	19.39	17.45	18.99	19.50
ne	-	-	-	-	5.28	4.41	2.90	3.91	-	1.60	2.02	1.01
wo'	9.10	9.40	9.68	7.95	9.68	9.48	9.64	9.38	8.45	9.52	8.72	8.41
en'	5.89	6.09	6.43	5.24	6.54	6.33	6.36	6.30	5.53	6.39	5.75	5.51
fs'	2.59	2.67	2.54	2.15	2.41	2.45	2.60	2.37	2.33	2.42	2.33	2.31
en''	4.28	1.28	1.13	6.40	-	-	-	-	0.28	-	-	-
fs''	1.88	0.56	0.45	2.62	-	-	-	-	0.12	-	-	-
fo'	12.49	14.52	13.25	8.98	16.10	15.51	14.69	15.95	12.30	15.10	12.73	12.75
fa'	6.06	7.00	5.77	4.06	6.54	6.62	6.62	6.60	5.71	6.31	5.73	5.90
mt	1.78	1.77	1.55	1.46	1.54	1.55	1.58	1.54	1.48	1.51	1.45	1.46
ilm	2.28	2.28	2.26	1.96	1.67	1.73	1.77	1.69	2.30	1.80	2.24	2.15
ap	1.11	1.14	2.01	0.92	0.71	0.78	0.81	0.73	1.16	0.71	1.30	1.16
cc	0.09	0.09	0.36	3.39	0.89	0.71	0.11	0.71	0.18	_	_	0.20
DI	29	31	36	36	39	38	40	39	41	39	41	41

جدول ۱– تجزیه شیمیایی از عناصر بازالتهای مود (جنوب شرقی شهرستان بیرجند) و محاسبه کانی‌های نورم آن‌ها به روش (after Khorasani 1982) CIPW

فنوکریستهای پیروکسن بیشتر به صورت منشورهای کوتاه، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، به رنگهای سبز روشن و سبز روشن مایل به زرد مشاهده می‌شود. این کانی‌ها گاهی همراه با اولیوین مجموعه‌های گلومر و پورفیریک به وجود آورده‌اند. در فنوکریستهای پیروکسن حاشیه‌های واکنشی به فراوانی دیده می‌شود. بررسی مشخصات نوری این پیروکسن‌ها توسط میزفدروف نشان می‌دهد که در ترکیب آن‌ها مقدار کمی Fe وجود دارد. افزون بر آن، این پیروکسن‌ها از دیوپسید پرمایه‌اند.

همان‌گونه که بیان شد، خمیره سنگ بیشتر از پلاژیوکلاز و پیروکسن تشکیل شده است. حجم خمیره سنگ نسبت به فنوکریستها تا ۷۵ درصد بالغ می‌شود. پلاژیوکلازهایی که در خمیره سنگ رشد کرده‌اند میکرولیت‌هایی هستند که گاه بافت جریانی دارند. پیروکسن‌های موجود در خمیره سنگ، بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با اندازه‌های مختلف هستند. رنگ این کانی‌ها عموماً سبز روشن تا مایل به زرد است.

ترکیب پیروکسن‌های خمیره سنگ شبیه به ترکیب فنوکریستهای پیروکسن است . با بررسی‌های میکروسکوپی نتیجه می‌شود که سنگهای یاد شده همه از نوع بازالت هستند.

ب) پتروگرافی بازالت‌های فردوس

این بازالتها، بر روی نقشهٔ زمین‌شناسی برگه بشرویه با مقیاس ۱:۲۵۰،۰۰۰ به عنوان پیروکسن آندزیتهای نئوژن- کواترنری نقشه‌برداری شده است. سن این سنگها به روش پرتوسنجی، اثوسن تشخیص داده شده است (Khorasani 1982). نتایج حاصل از بررسی میکروسکوپی این سنگها به قرار زیر است:

بافت این بازالتها پورفیریک، با خمیره اینترسرتال تا جریانی است. سنگ، حاوی فنوکریستهای اولیوین و پلاژیوکلاز است که در خمیره‌های متشکل از میکرولیتهای پلاژیوکلاز و پیروکسن همراه با مقداری اولیوین جایگزین شده است. مقادیری آپاتیت و کانی‌های فلزی نیز در خمیره سنگ به چشم می‌خورد.

فنوکریستهای اولیوین به صورت منشورهای کوتاه شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار است. در این کانی‌ها، اغلب حاشیهٔ واکنشی مشاهده می‌شود. به موجب بررسی‌های میکروسکوپی، اولیوین‌های موجود در سنگهای بازالتی فردوس، مقدار فورستریت کمتری نسبت به اولیوین‌های بازالتهای مود دارند. این اولیوین‌ها در محدودهٔ کریزولیت قرار می‌گیرند. در تعداد زیادی از اولیوین‌ها، دگرسانی به کلریت- سرپانتین و اکسیدآهن دیده شده است. در برخی از اولیوین‌ها، پدیده دگرسانی، پسودومورفهای

	13	14	15	16	17	18
SiO_2	49.47	50.02	50.11	50.22	50.40	50.57
Al_2O_3	16.63	16.54	17.16	17.22	17.32	16.91
Fe_2O_3	9.21	3.75	3.97	4.27	3.27	3.33
FeO	0.92	6.26	4.20	4.01	5.00	5.97
MnO	0.15	0.15	0.13	0.13	0.13	0.15
MgO	6.44	6.25	6.16	6.19	6.51	6.34
CaO	7.26	7.47	6.83	6.88	6.93	7.15
Na_2O	4.29	3.94	4.08	3.80	4.43	4.18
K_2O.	1.55	1.31	1.90	1.91	1.68	1.51
Ti_2	1.91	2.07	1.58	1.58	1.61	1.83
P_2O_5	0.60	0.63	0.64	0.64	0.67	0.61
H_2O+	0.85	0.91	2.01	2.15	1.29	0.84
H_2O-	0.06	0.05	0.29	0.30	0.18	0.13
CO_2	0.08	0.03	0.09	0.03	0.10	0.06
SO_3	0.05	0.05	0.01	0.0	0.02	0.05
جمع	99.57	99.43	99.16	99.33	99.54	99.63

CIPW - Norm	13	14	15	16	17	18
or	9.34	7.86	11.64	11.70	10.16	9.04
ab	34.49	33.93	35.79	33.34	36.59	35.96
an	22.02	24.05	23.68	25.12	22.88	23.31
ne	1.44	-	-	-	0.94	-
wo'	4.30	3.90	2.72	2.40	2.99	3.48
en'	2.44	2.16	1.61	1.41	1.79	1.98
fs'	1.68	1.58	0.98	0.87	1.05	1.35
en''	-	3.72	1.05	4.07	-	1.65
fs''	-	2.72	0.64	2.50	-	1.13
fo'	9.77	6.99	9.28	7.34	10.35	8.70
fa'	7.40	5.64	6.22	4.97	6.72	6.55
mt	1.80	1.86	1.54	1.55	1.55	1.74
ilm	3.70	4.01	3.11	3.13	3.13	3.53
ap	1.44	1.52	1.56	1.56	1.61	1.47
cc	0.18	0.07	0.20	0.07	0.23	0.14
DI	45	42	47	45	48	45

جدول ۲- تجزیه شیمیایی از عناصر اصلی بازالتهای منطقه جنوب فردوس و محاسبه کانی‌های نورم آن‌ها به روش (after Khorasani 1982)

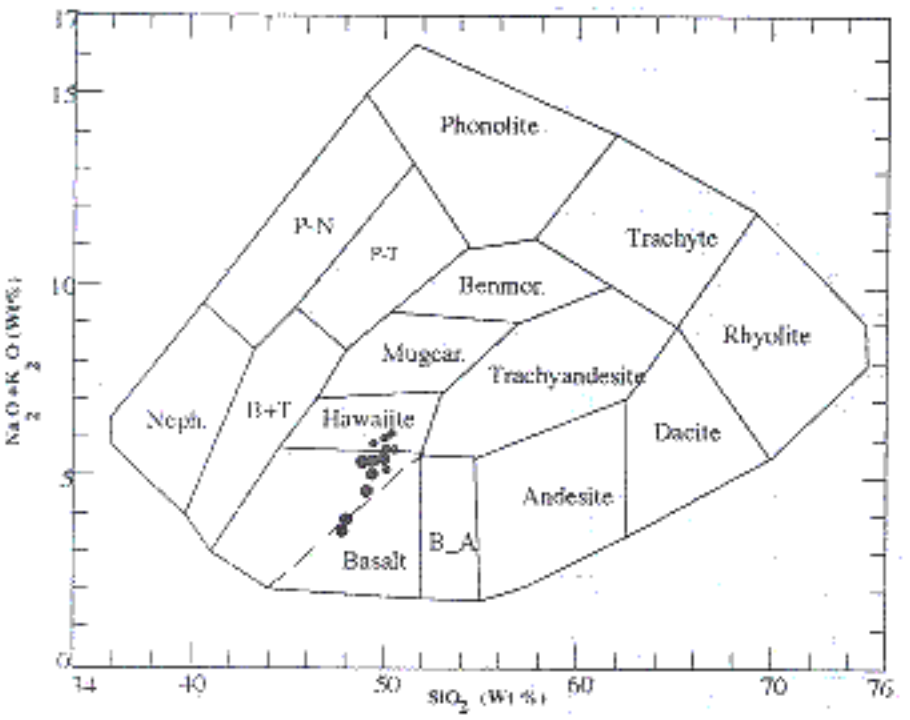
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Ba	499	515	725	569	500	545	535	505	569	461	590	587
Ce	87	64	137	61	75	56	66	57	60	62	52	72
Cr	585	610	555	660	467	472	456	482	460	486	493	460
Cu	63	75	68	50	50	65	52	85	54	64	57	41
Ga	14	13	14	16	16	16	14	15	15	12	17	14
La	27	47	82	61	39	7	54	20	68	35	57	72
Nb	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	2	4
Nd	16	32	58	22	22	38	26	30	24	24	21	26
Nl	262	259	257	252	319	284	292	333	237	318	247	227
Rb	10	16	39	30	27	22	35	28	56	45	53	28
Sc	30	37	23	25	27	29	22	23	26	21	20	29
Sr	764	786	1440	840	870	884	878	864	895	822	922	903
V	242	233	189	172	176	172	189	166	174	171	170	169
Y	0	11	0	5	6	1	7	4	5	7	7	9
Zn	67	69	97	63	76	75	60	77	69	87	86	68
Zr	134	135	169	116	106	109	107	108	144	111	159	141

جدول ۳- تجزیه شیمیایی از عناصر فرعی بازالتهای گستره مود در جنوب خاوری شهرستان بهرجند

(after Khorasani 1982)

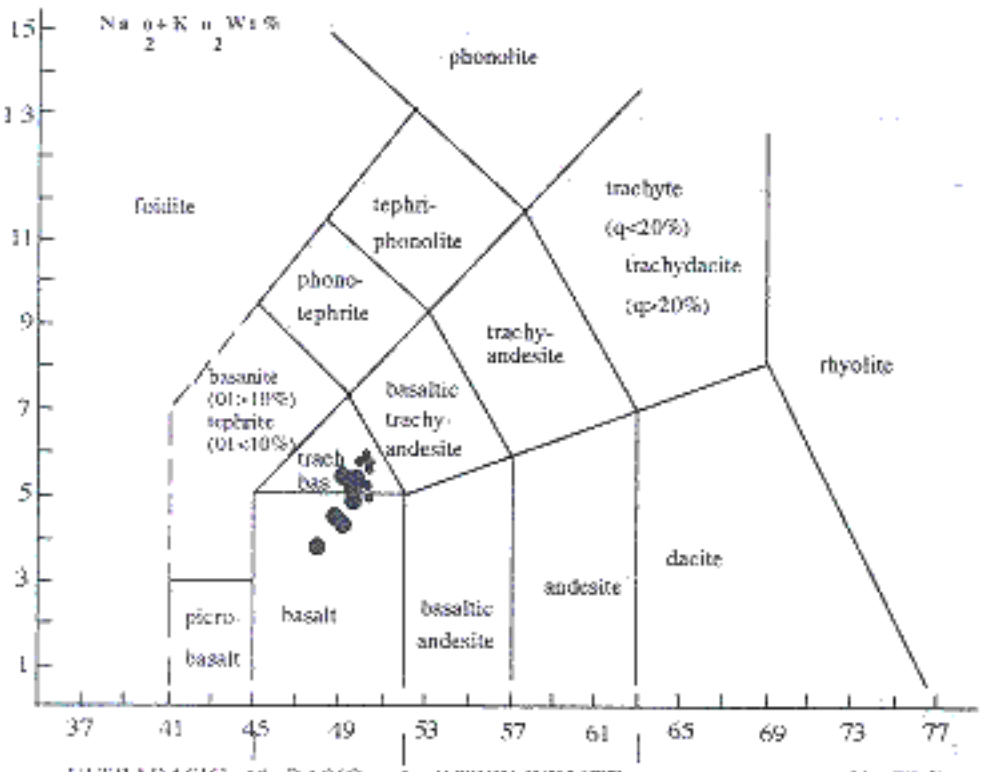
	13	14	15	16	17	18
Ba	256	256	349	294	343	235
Ce	85	78	66	107	93	69
Cr	173	174	147	150	147	150
Cu	39	34	25	33	47	40
Ga	14	16	14	14	17	14
La	58	42	74	28	39	29
Nb	20	13	13	9	3	20
Nd	28	22	36	34	36	28
Ni	122	124	97	96	101	106
Rb	30	9	36	36	11	8
Sc	20	22	24	15	18	23
Sr	675	707	858	862	897	706
V	124	137	119	123	127	116
Y	23	18	20	19	8	21
Zn	79	97	65	60	87	75
Zr	260	253	252	249	241	265

جدول ۴- تجزیه شیمیایی از عناصر فرعی
بازالتهای گستره جنوب فردوس
(after Khorasani 1982).



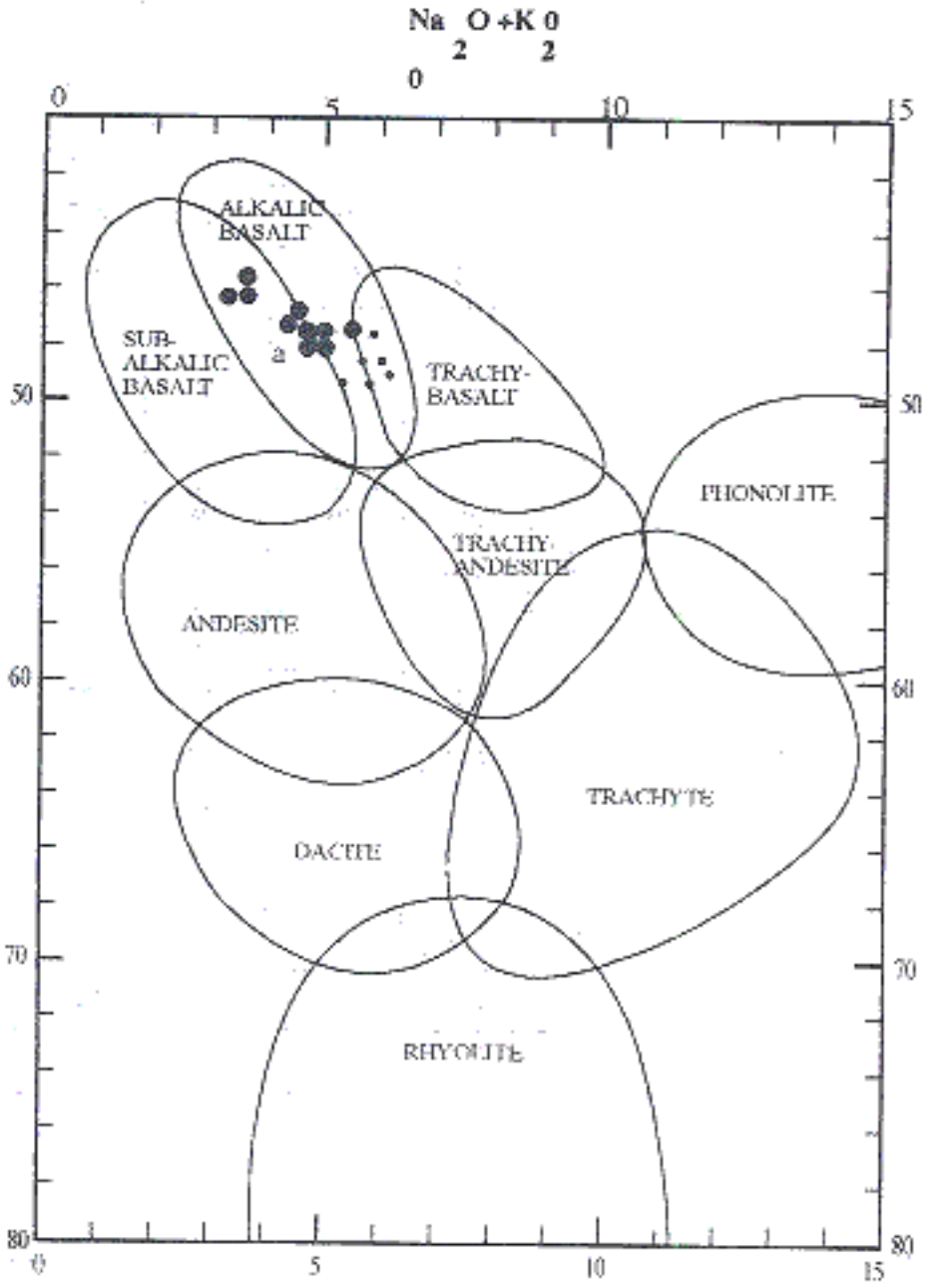
شکل ۳ : جایگاه سنگ های مورد مطالعه در دیاگرام Cox et al (1979)

● بازالت های گستره مود ● بازالت های گستره فردوس



شکل۴ : جایگاه سنگ های مورد مطالعه در دیاگرام Le Bas et al. (1986)

● بازالت های گستره مود ● بازالت های گستره فردوس



شکل۲ : جایگاه سنگهای مورد مطالعه در دیاگرام Middle most (1980)

● بازالت های گستره مود ● بازالت های گستره فردوس

ایدنگسیت را به وجود آورده است.

فنوکریستهای پلاژیوکلاز به صورت بلورهای شکلدار تا نیمه شکلدار دیده می‌شود. این پلاژیوکلاز از نوع لابرادوریت است. همان گونه که یاد شد، کانی‌های عمده‌ای که در خمیره سنگ مشاهده می‌شود شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن و اولیوین است. پلاژیوکلازهای موجود در خمیره سنگ دارای ابعاد متفاوتی هستند. هستهٔ آنها از آنورتیت پرمایه در حالی که حاشیهٔ آنها کم‌مایه از آن است. پیروکسن‌ها و اولیوین‌های خمیره سنگ نیز ترکیبی همانند با ترکیب فنوکریستها دارند.

بررسی‌های میکروسکوپی بالا نشان می‌دهد که سنگهای گستره فردوس نیز چون گسترهٔ مود از سنگهای بازالتی است. اما باید متذکر شد که بین ترکیب شیمیایی این سنگها و سنگهای بازالتی مود تفاوتهایی نیز وجود دارد. عمده‌ترین تفاوتها اول وجود فنوکریستهای پلاژیوکلاز در سنگهای بازیک فردوس است که در سنگهای بازالتی ناحیهٔ مود موجود نیست، دوم این که‌اختلافی جزئی بین ترکیب شیمیایی اولیوین‌های این منطقه با اولیوین‌های موجود در بازالتهای ناحیهٔ مود مشاهده می‌شود. در حقیقت اولیوین‌های موجود در بازالتهای مود مقدار فورستریت بیشتری نسبت به اولیوین بازالتهای فردوس دارند. این تفاوت گویای آن است که در ماگمای اولیهٔ بازالتهای فردوس، قبل از جایگزینی، یک تفریق خفیف

بلورین صورت گرفته و به همین علت، ترکیب کانی‌شناسی آن به سمت بازالت آندزیتی میل کرده است. اما با وجود این، بنا به ترکیب شیمیایی کلی، این سنگها هنوز در محدودهٔ سنگهای بازالتی قرار دارند.

بررسی ارتباط پیدایشی میان بازالتهای مود و فردوس

در بررسی ارتباط پترولوژیکی میان بازالتهای گسترهٔ مورد بررسی، به شیوهٔ معمول از رابطه بین مقدار اکسید سیلیسیم و اندیس تفریق با اکسیدهای اصلی (جدولهای ۱ و ۲) و عناصر نادر (جدولهای ۳ و ۴) استفاده شده است.

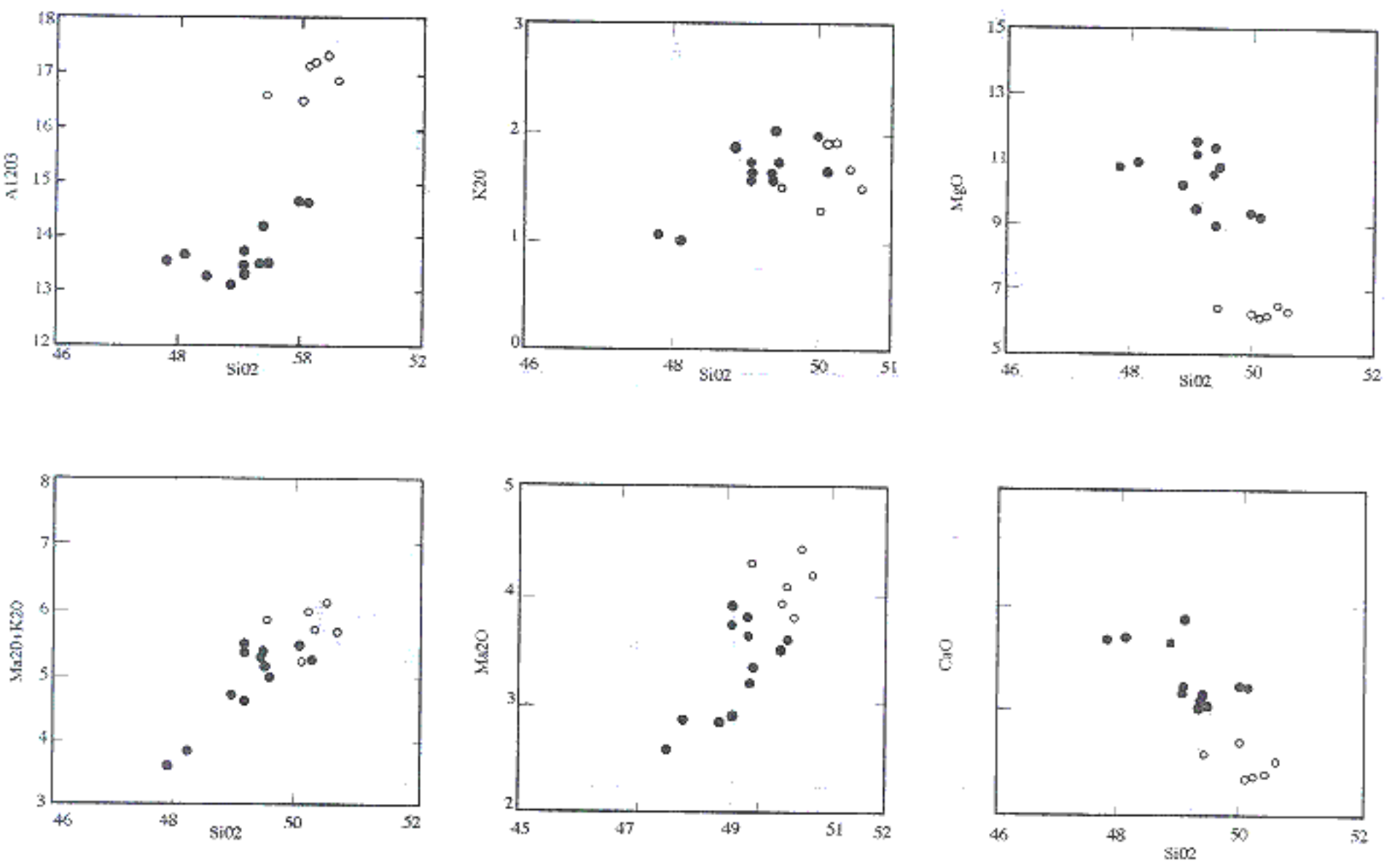
در دیاگرامهایی که برای این منظور تهیه و ترسیم شده است (شکلهای ۵ تا ۸)، نتایج زیر آشکارا قابل مشاهده است:

۱- کلیهٔ سنگهای مورد بررسی از یک روند ثابت و معین پیروی می‌کنند.

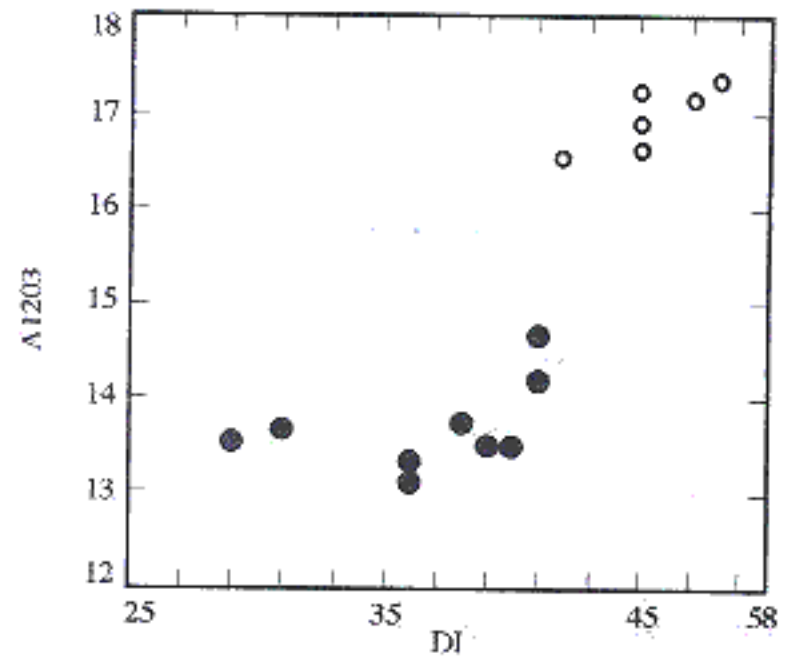
۲- در مقایسه میان بازالتهای ناحیهٔ مود با بازالتهای ناحیهٔ فردوس دو تفاوت اساسی و شایان توجه موجود است، اول آن که نمونه سنگهای بازالتی ناحیهٔ مود SiO_2 کمتری دارند، دوم آن که نسبت ضریب تفریق آن پایین‌تر از بازالتهای ناحیه فردوس است.

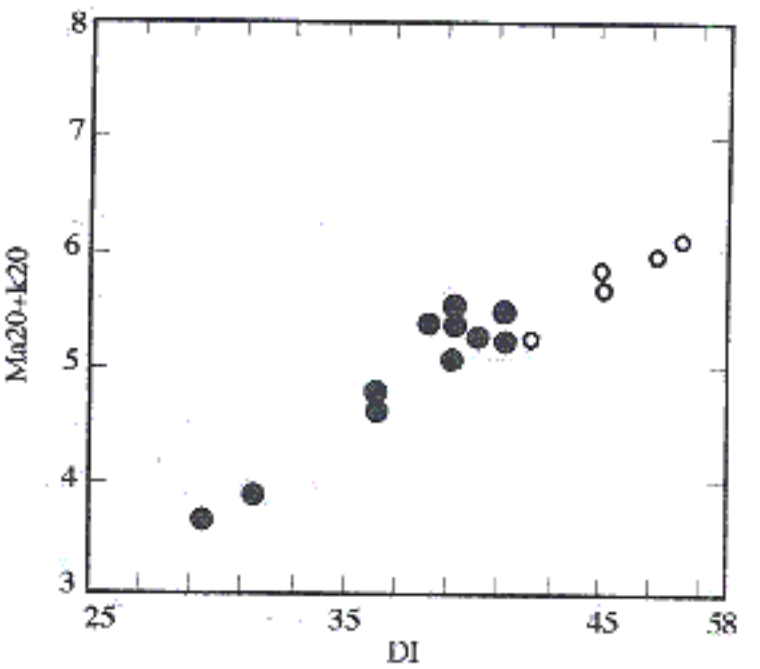
۳- بازالتهای ناحیهٔ جنوب بیرجند (مود) نسبت به بازالتهای فردوس، نخست مقدار زیادتری از اکسیدهای کلسیم و منیزیوم دارد و دوم مقدار کمتری از اکسیدهای آلکالن ($Na_2O + K_2O$) و آلومینیوم دارا می‌باشد.

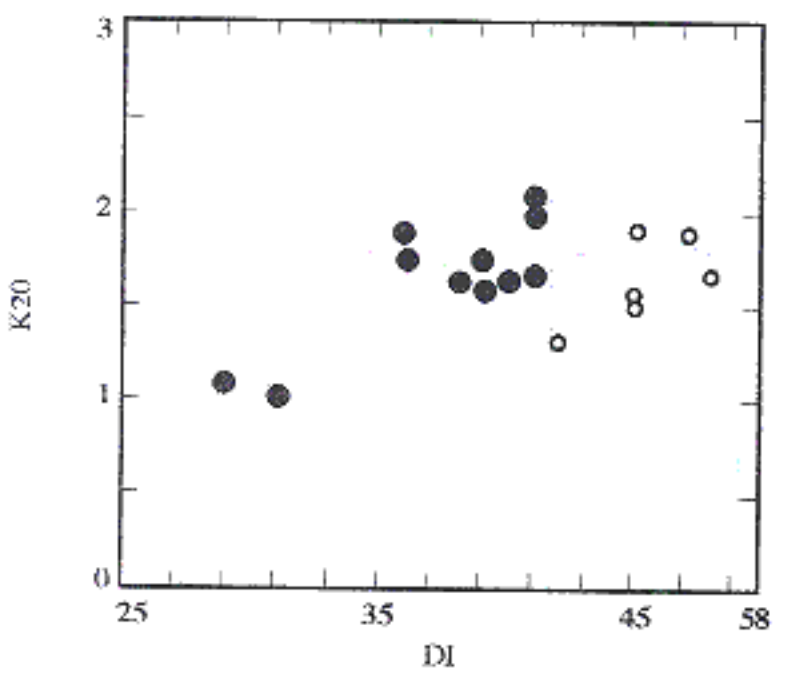
۴- در بازالتهای ناحیهٔ جنوب بیرجند (مود) مقدار عناصر کرم، باریم، اورانیوم، مس و استرانسیم زیادتر و مقدار ایتریم آن کمتر از این

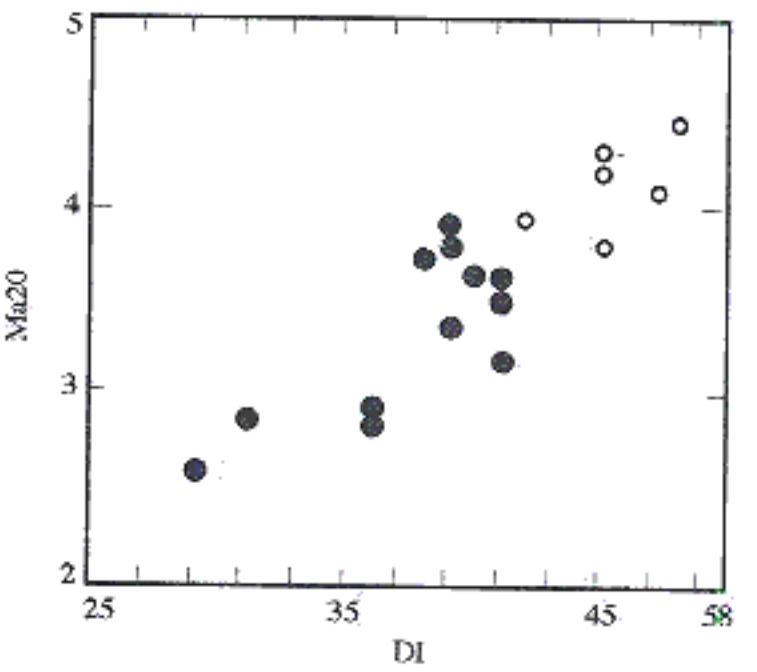


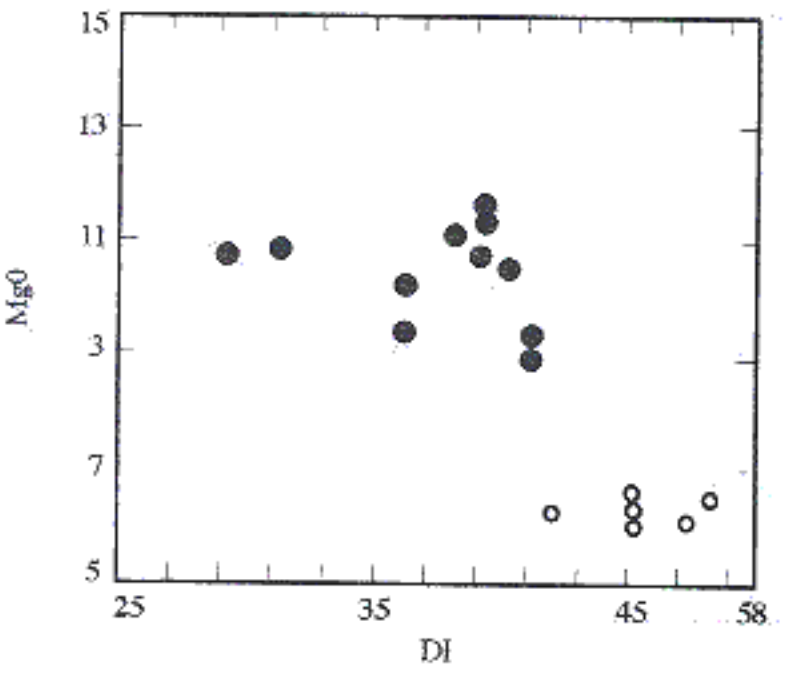
شکل ۵- تغییرات عناصر اصلی نسبت به SiO_2

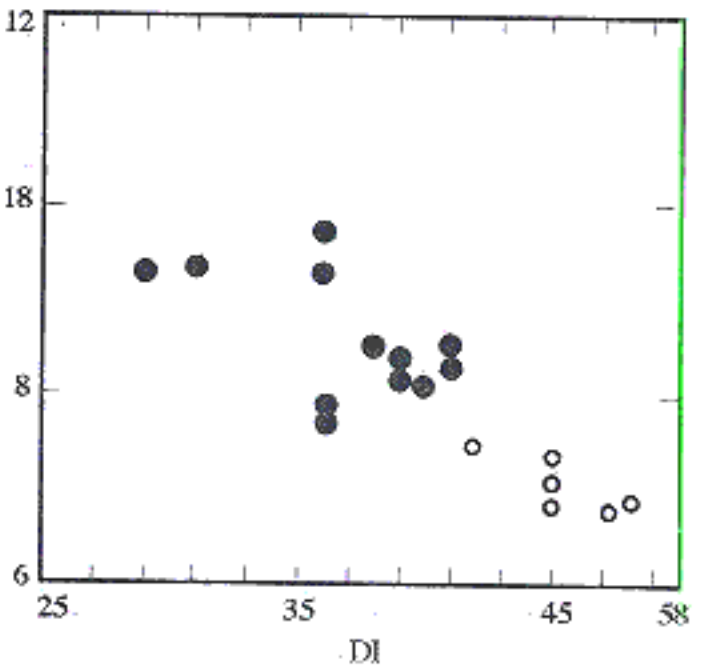




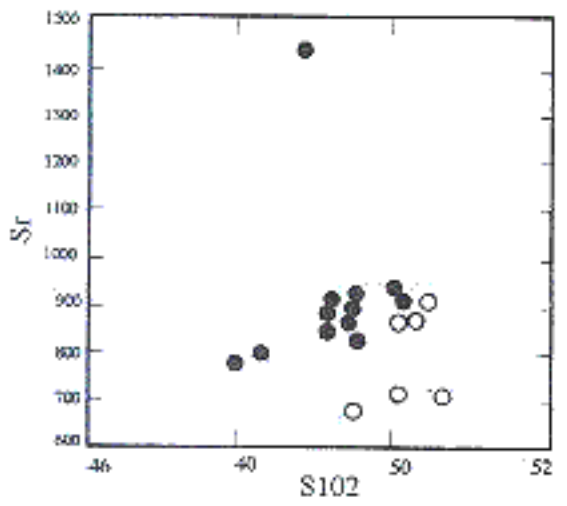


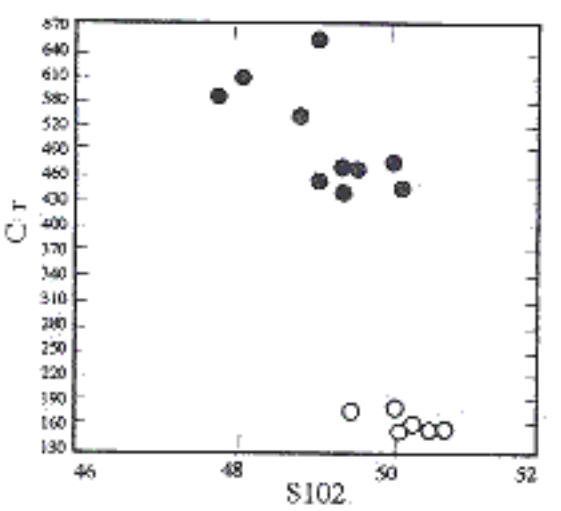


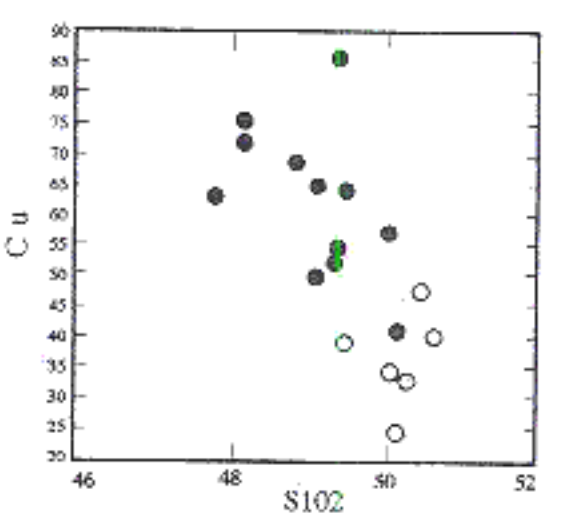


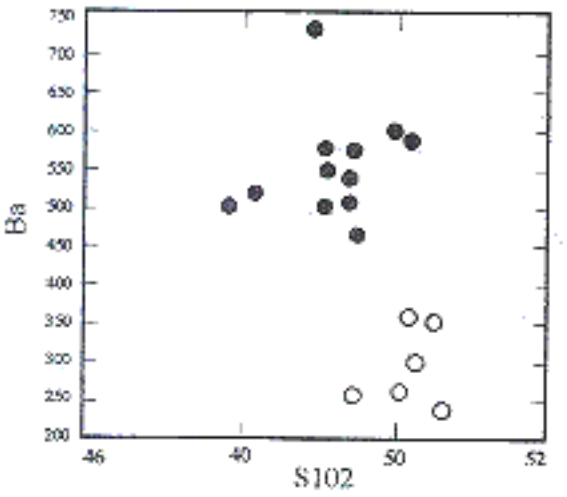


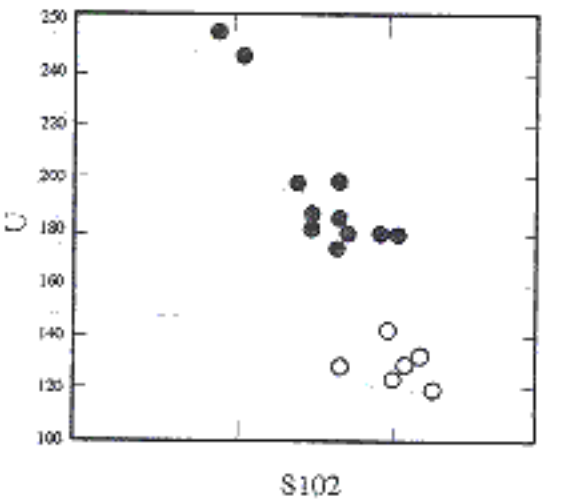
شکل ۶ : تغییرات عناصر نسبت به ضریب تفریق ● بازالت های گستره مود ○ بازالت های گستره فردوس







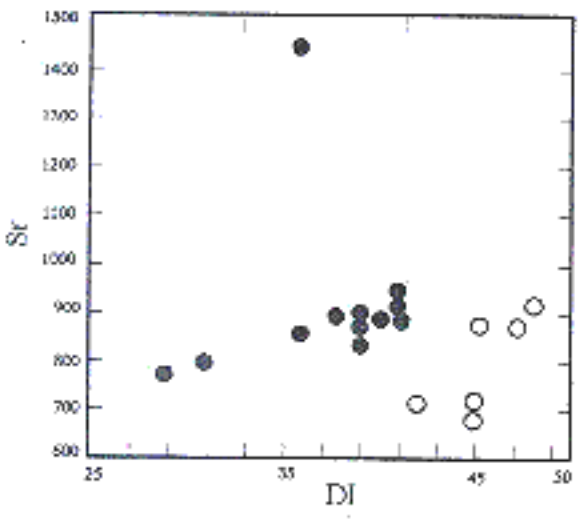


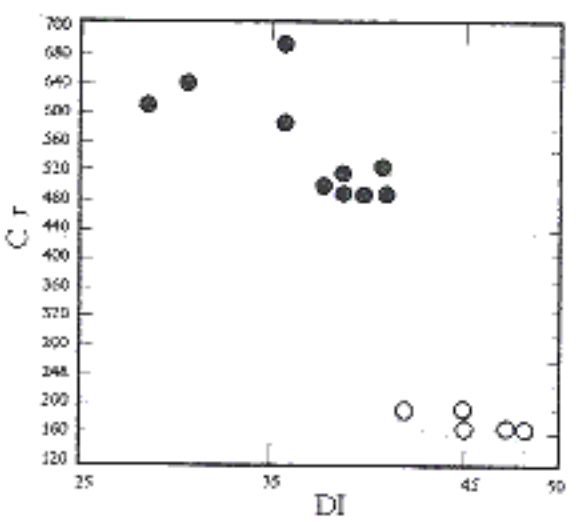


شکل ۷ - تغییرات فرعی نسبت به Sio2

● بازالت های گستره مود

○ بازالت های گستره فردوس

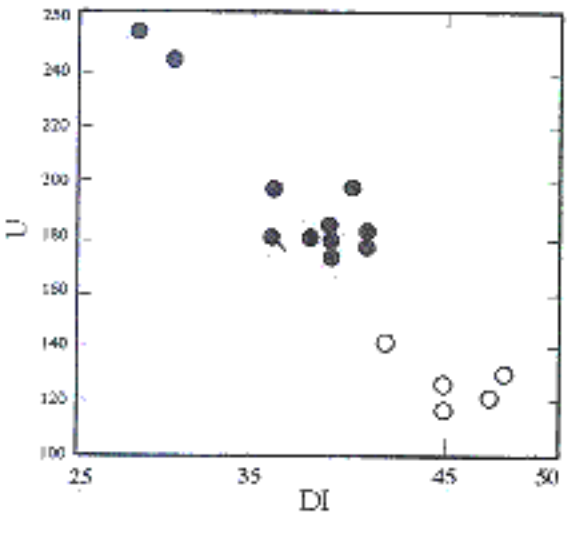


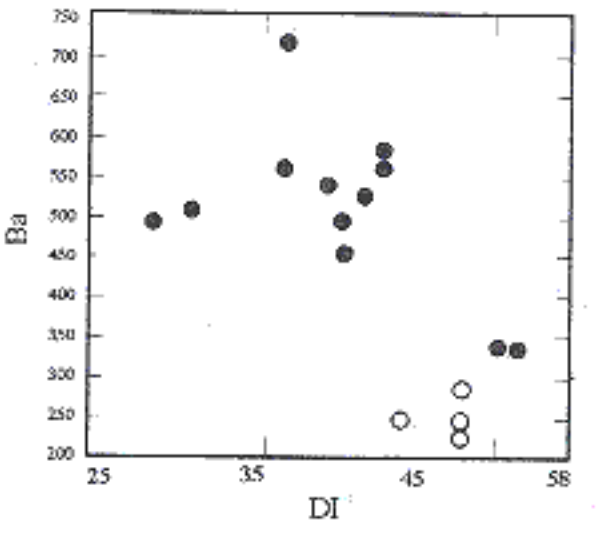


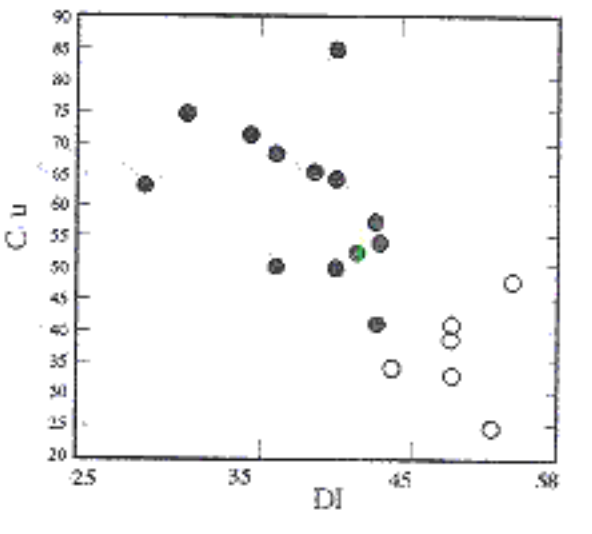
شکل ۸ : تغییرات عناصر نسبت به ضریب تفریق

● بازالت های گستره مود

○ بازالت های گستره فردوس



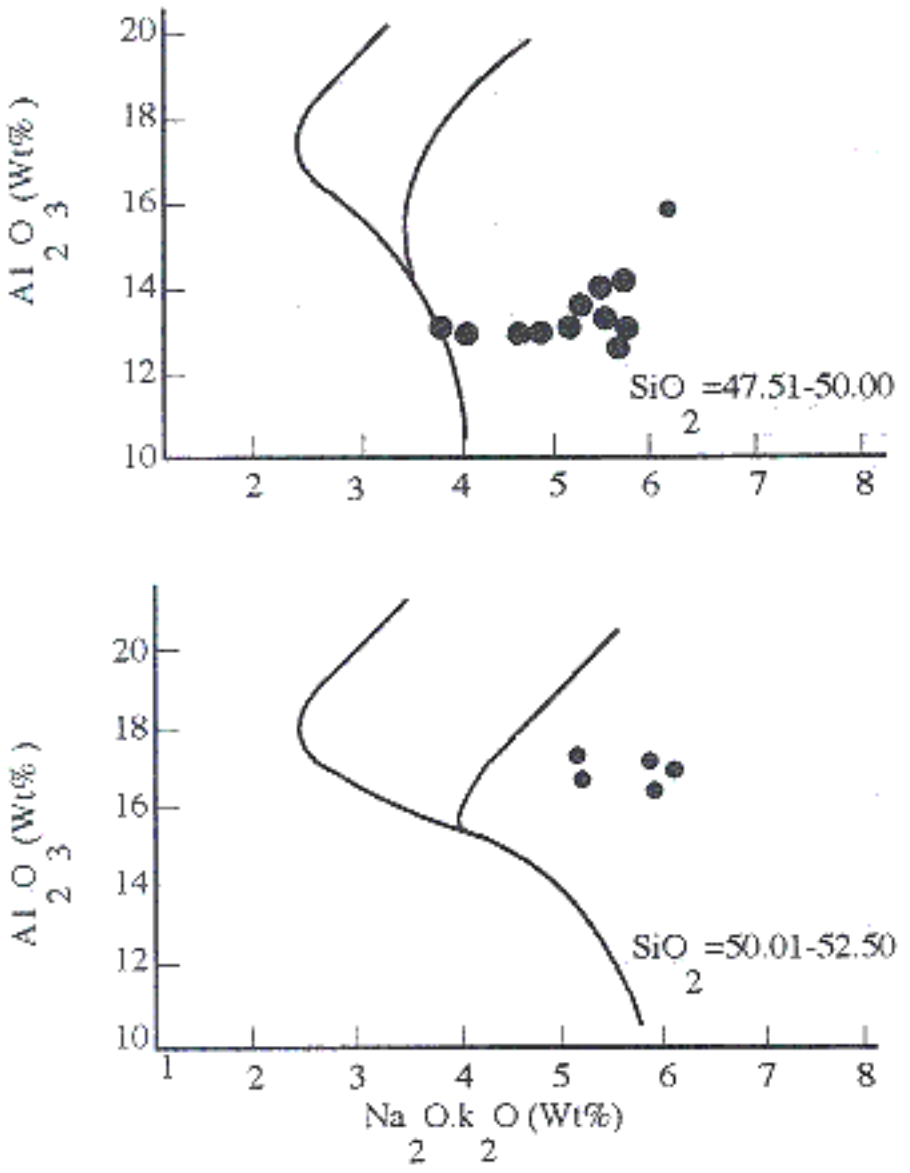




عناصر در بازالتهای فردوس است.

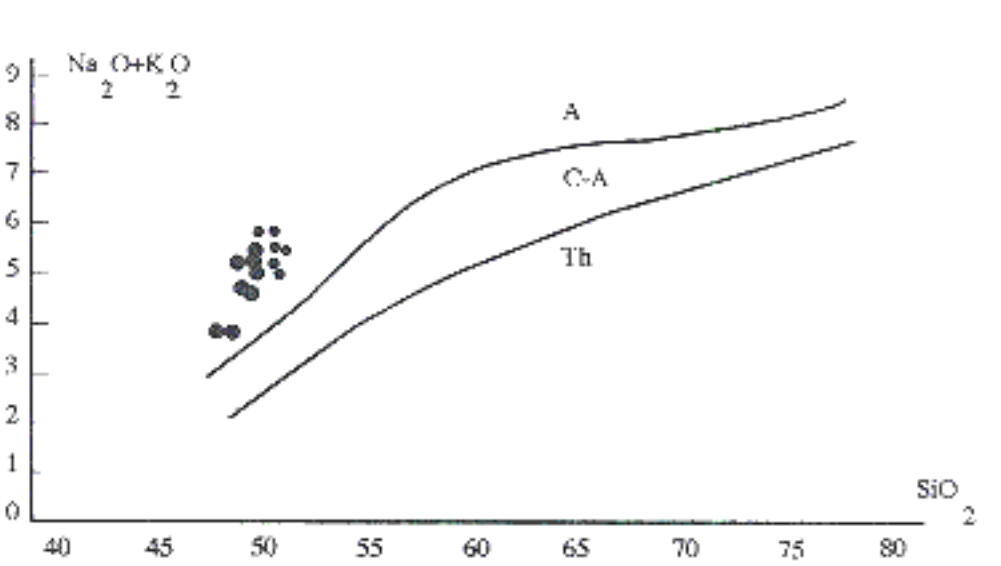
با مقایسهٔ ویژگی‌های بازالتهای جنوب بیرجند (مود) و بازالتهای ناحیهٔ فردوس و با در نظر گرفتن تفاوتهای فوق می‌توان چنین نتیجه گرفت که ارتباط پیدایشی قابل قبولی بین سنگهای دو ناحیه وجود دارد. سنگهای بازالتی فردوس و جنوب بیرجند به احتمال زیاد هر دو حاصل انجماد یک ماگمای بازالتی واحد هستند. با این تفاوت که در ماگمای بازالتی فردوس قبل از جایگزینی، تفریق بلورین مختصری اتفاق افتاده است. این مسئله، نتیجه‌های به دست آمده از بررسی‌های میکروسکوپی را تایید می‌کند.

شایان ذکر است در نمودارهای ارائه شده نوعی پراکندگی در ترکیب شیمیایی بعضی از نمونه‌هابه چشم می‌خورد. این کیفیت می‌تواند معلول ناهمگن بودن سنگ باشد. عامل اصلی به بوجود آمدن این ناهمگنی وجود فنوکریستها در سنگها است. فنوکریستها، بدون استثناء در کلیه سنگهای مورد بررسی با مقادیر متفاوت وجود دارند. اصولاً ترکیب شیمیایی اصلی یک سنگ آتشفشانی که بافت پورفیریک دارد، باید به وسیلهٔ اجزاء تشکیل دهندهٔ خمیره آن سنگ مشخص شود. تنها، ترکیب شیمیایی خمیره سنگ پورفیریک است که درجهٔ تفریق ماگمای سازندهٔ آن سنگ را تعیین می‌کند. بدیهی است که با اضافه شدن تعدادی فنوکریست که حاصل تفریق هستند، ترکیب شیمیایی خمیره سنگ تحت تأثیر قرار گرفته و تغییر می‌کند. این موضوع باعث می‌شود که در کاربرد نمودارهایی که



شکل ۱۰: جایگاه بازالت های مورد مطالعه در دیاگرام Kuno (1960)

● بازالت های گستره مود ● بازالت های گستره فردوس



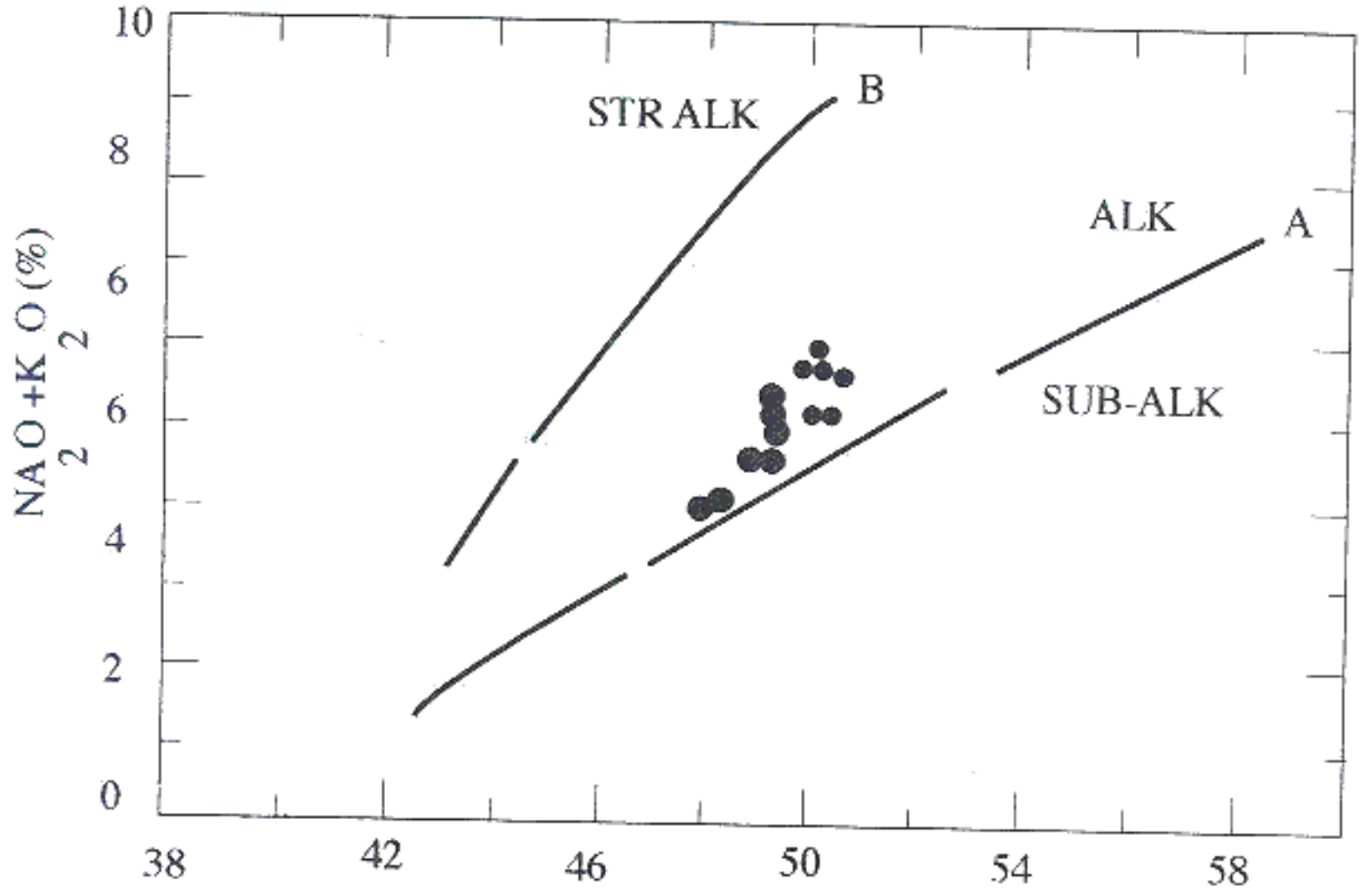
شکل ۹: جایگاه بازالت های مورد مطالعه در دیاگرام Kuno (1959)

● بازالت های گستره مود ● بازالت های گستره فردوس

براساس ترکیب شیمیایی کلی سنگ بنا شده است. اثراتی ظاهر شود و عناصر شیمیایی موقعیت واقعی سنگ را به خوبی نشان ندهند. برای رفع این کمبود و به منظور دستیابی به نتایج دقیق از بررسی یک سنگ‌آتشفشانی فنوکریستدار، ضرورت دارد که تنها به اجزأ خمیره سنگی در تجزیهٔ شیمیایی سنگ توجه شود.

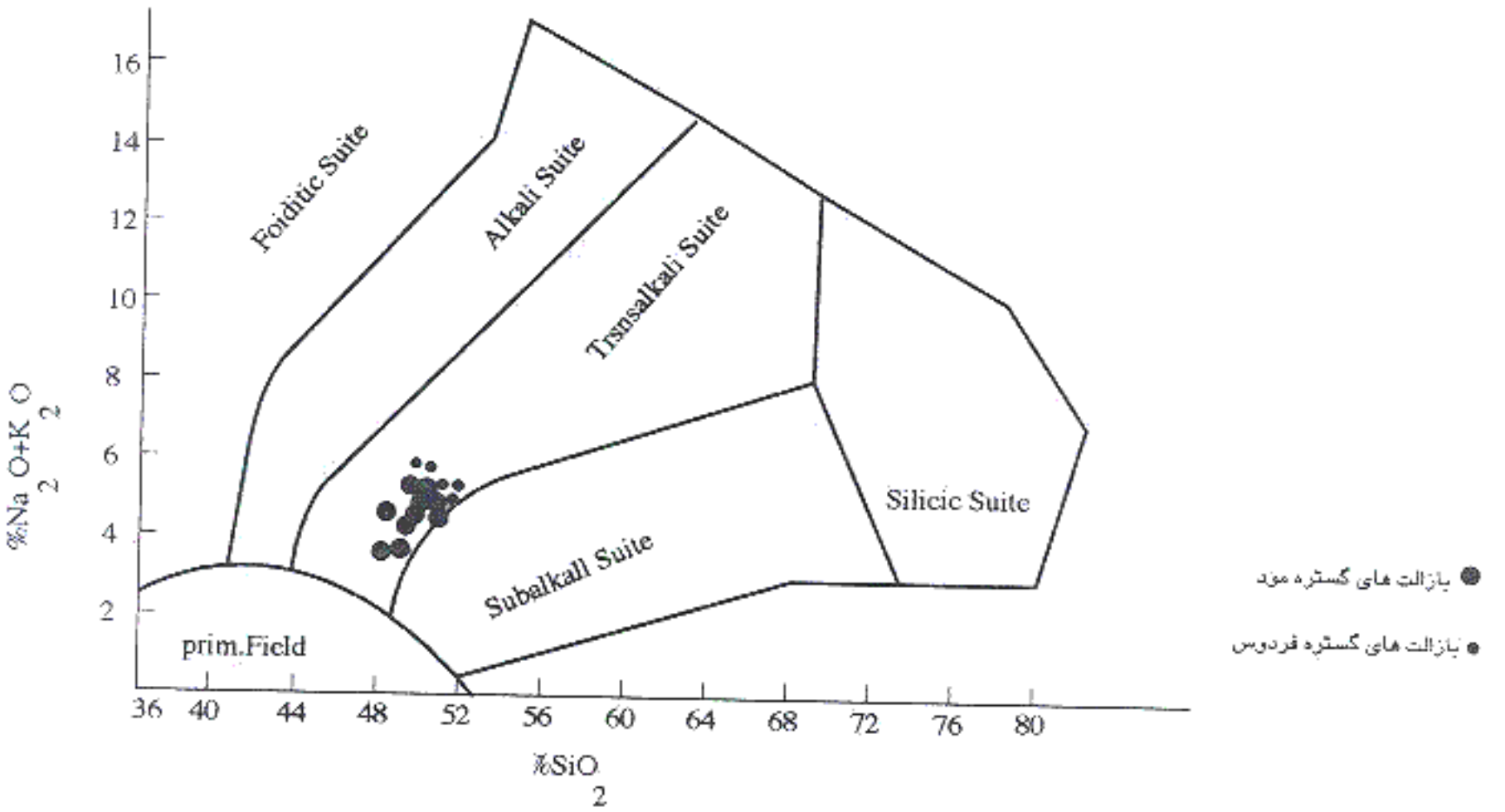
بررسی مسائل تکتونوماگمایی بازالت‌ها

ترکیب شیمیایی سنگهای بازالتی در گستره مورد بررسی از دیدگاه عناصر اصلی در قلمرو سنگهای آلکالن قرار می‌گیرد. محاسبهٔ کانی‌های نورم به روش CIPW نیز وجود کانی نفلین را در تعداد شایان توجهی از سنگها به اثبات می‌رساند (جدول ۱ و ۲). مشخصهٔ آلکالن بودن این سنگها در دیاگرامهای Kuno (1959, 1960)، Middle most (1991) نیز کاملاً مشهود است (شکل‌های ۹ تا۱۲).



شکل ۱۱ : جایگاه بازالت های مورد مطالعه در دیاگرام Saggerson and Williams (1964)

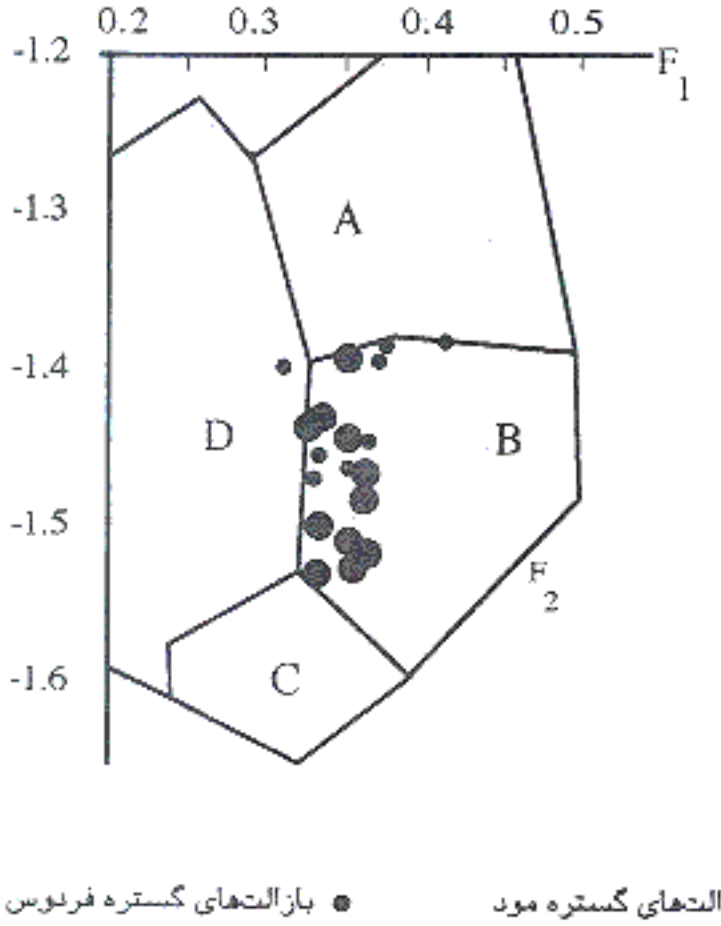
● بازالت های گستره مود ● بازالت های گستره فردوس

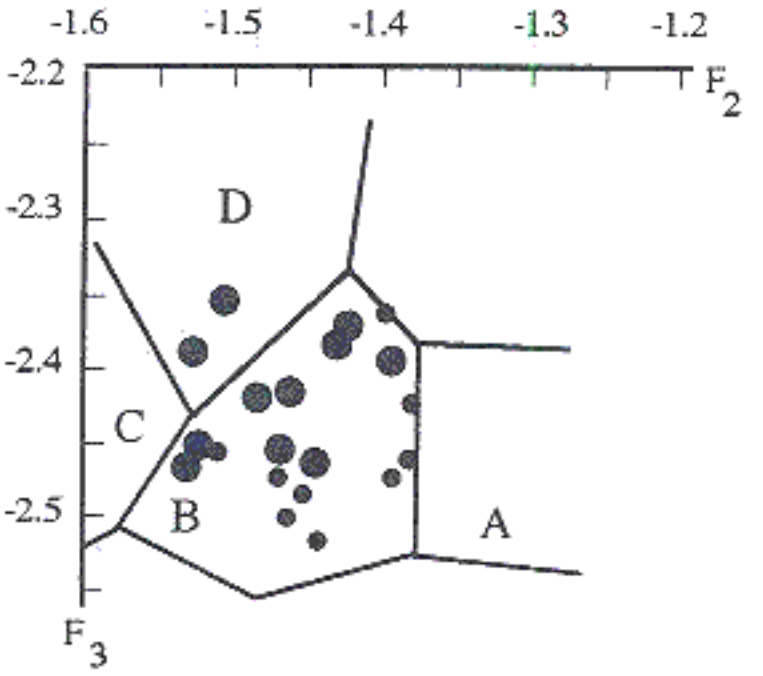


● بازالت های گستره مود

● بازالت های گستره فردوس

شکل ۱۲ : جایگاه بازالت های مورد مطالعه در دیاگرام MiddleMost (1991)

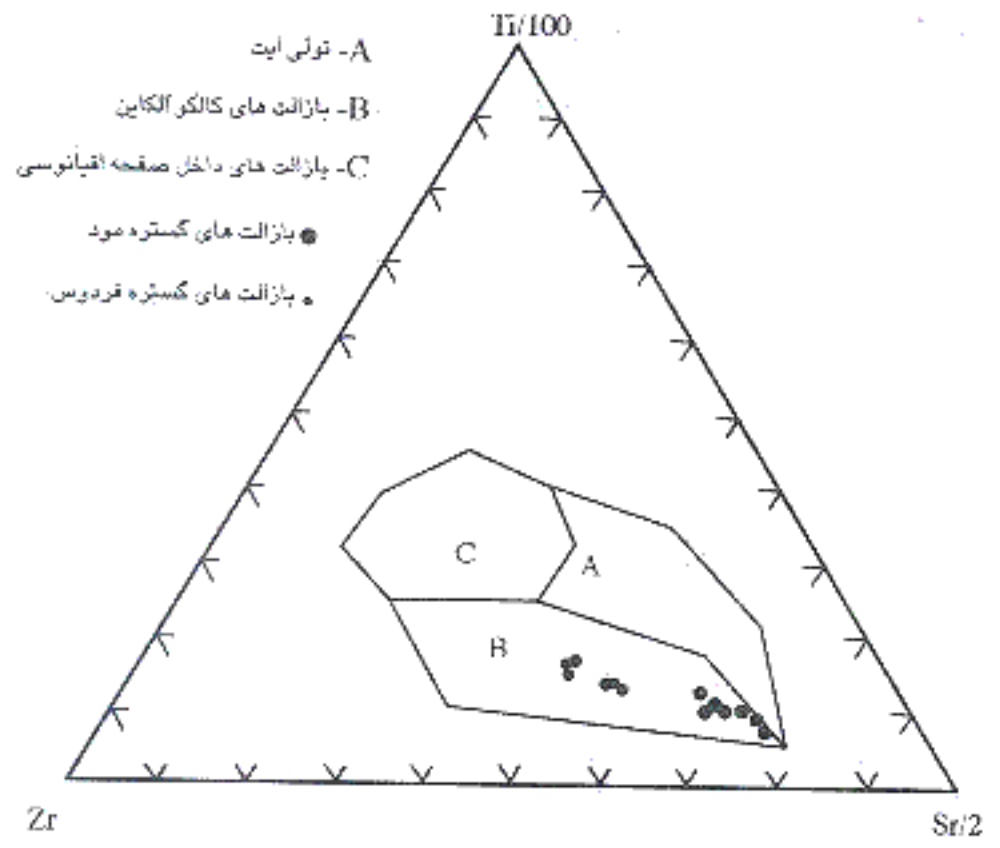




شکل ۱۳: جایگاه بازالت های مورد مطالعه در دیاگرام تکتوماگمایی Pearce(1976)

A- شوشونیت
B- بازالت های کالکوآلکالن
C- بازالت های اقیانوسی
D- بازالتهای میان صفحه ای
D- تولی ایت های فقیر از پتاسیم

● بازالتهای گستره مود ● بازالتهای گستره فردوس



شکل۱۴: جایگاه بازالت های مورد مطالعه در دیاگرام تکتوماگمایی Pearce and Cann (1973)

بعد از مشخص شدن ماهیت بازالتی این سنگها و این که می‌توان آن‌ها را بدون هیچ تردیدی بازالت آلکالن یا حداقل نیمه آلکالن نامید، این مسئله مطرح می‌شود که این بازالتها به کافتهای قاره‌ای تعلق دارند و یا به مناطق تکتونو ماگمایی دیگری مربوط می‌شوند؟

برای پاسخ‌گویی به این سئوال، از نتایج بررسی‌های Pearce (1976) که در آن از مطالعهٔ ۸ اکسید اصلی در این گونه سنگها، جایگاه تکتونیکی انواع بازالتها را مشخص و معین نموده است استفاده گردید. در شکل ۱۳ دیده می‌شود که نمونه‌های مورد مطالعه در محدودهٔ سنگهای کالکوآلکالنی که به حاشیهٔ قاره‌ها تعلق دارند واقع شده‌اند.

داده‌های ژئوشیمیایی بر روی مثلث Zr, Ti/100 و Sr/2 Pearce and Cann (1973) نیز مؤید آن است که این سنگها در محدودهٔ کالکو آلکالن قرار دارند (شکل ۱۴).

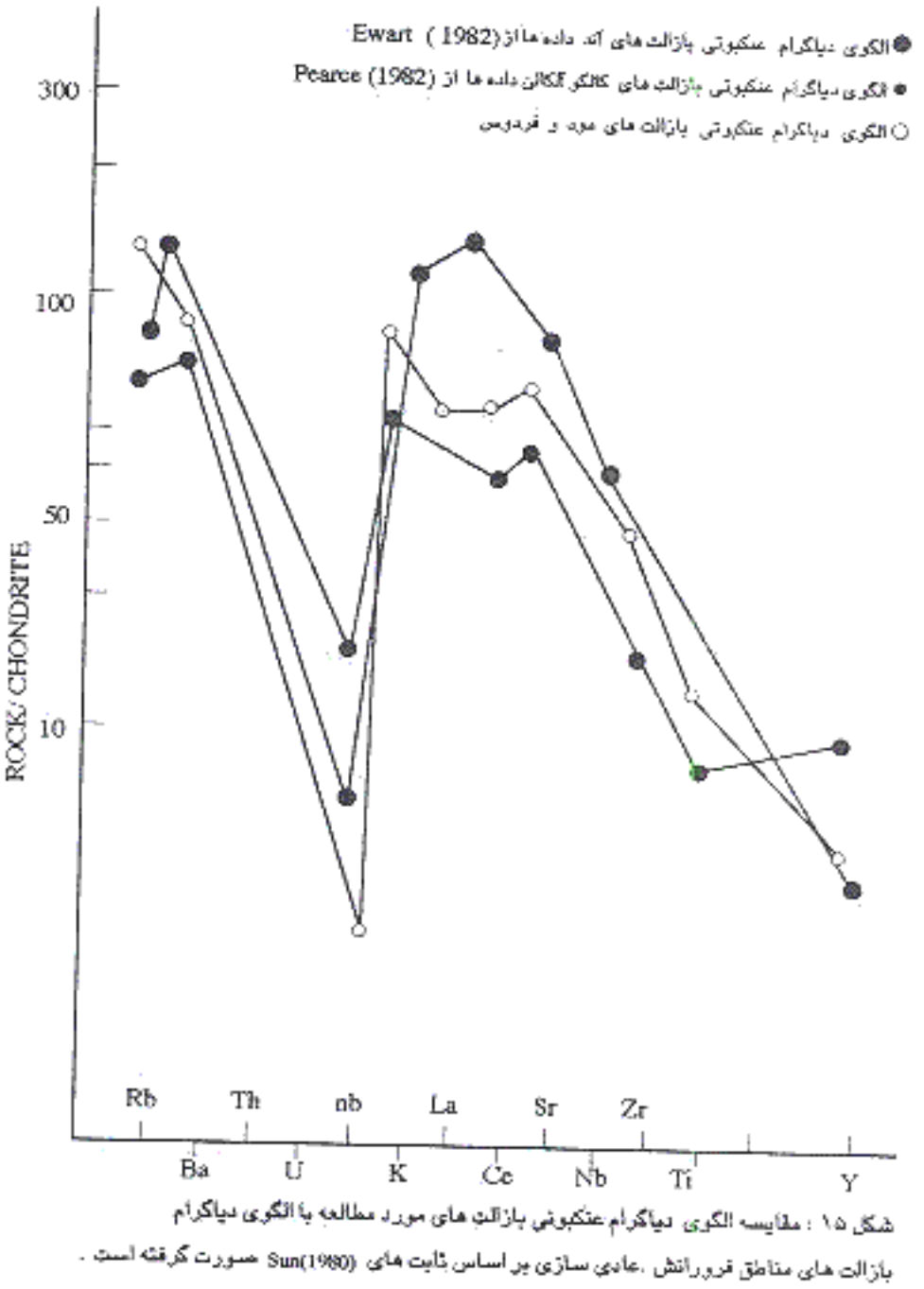
بررسی خاستگاه سنگها

سنجش مقدار عناصر فرعی (عناصر کمیاب و کمیاب خاکی) در بازالتها، بنیانهای نوینی را در زمینهٔ بررسی مسائل تکتونوماگمایی در جایگاه‌هایی بانیدگاه‌های زمین‌شناسی مختلف جهان بنا نهاده و سنجش عناصر فوق نتایج بسیار جالبی را در تعیین خاستگاه سنگهای بازالتی به‌بار آورده است. برای این منظور پژوهشگران مختلف، نمودارهایی را پیشنهاد نموده‌اند که به نمودارهای عنکبوتی شهرت یافته است. از این نمودارهای عنکبوتی می‌توان در حل مسائل تکتونوماگمایی سنگهای مختلف، به ویژه سنگهای بازالتی استفاده کرد. در این بررسی‌ها، از چند نوع نمودار استفاده می‌شود که ترتیب جایگزینی عناصر و ثابت‌های عادی

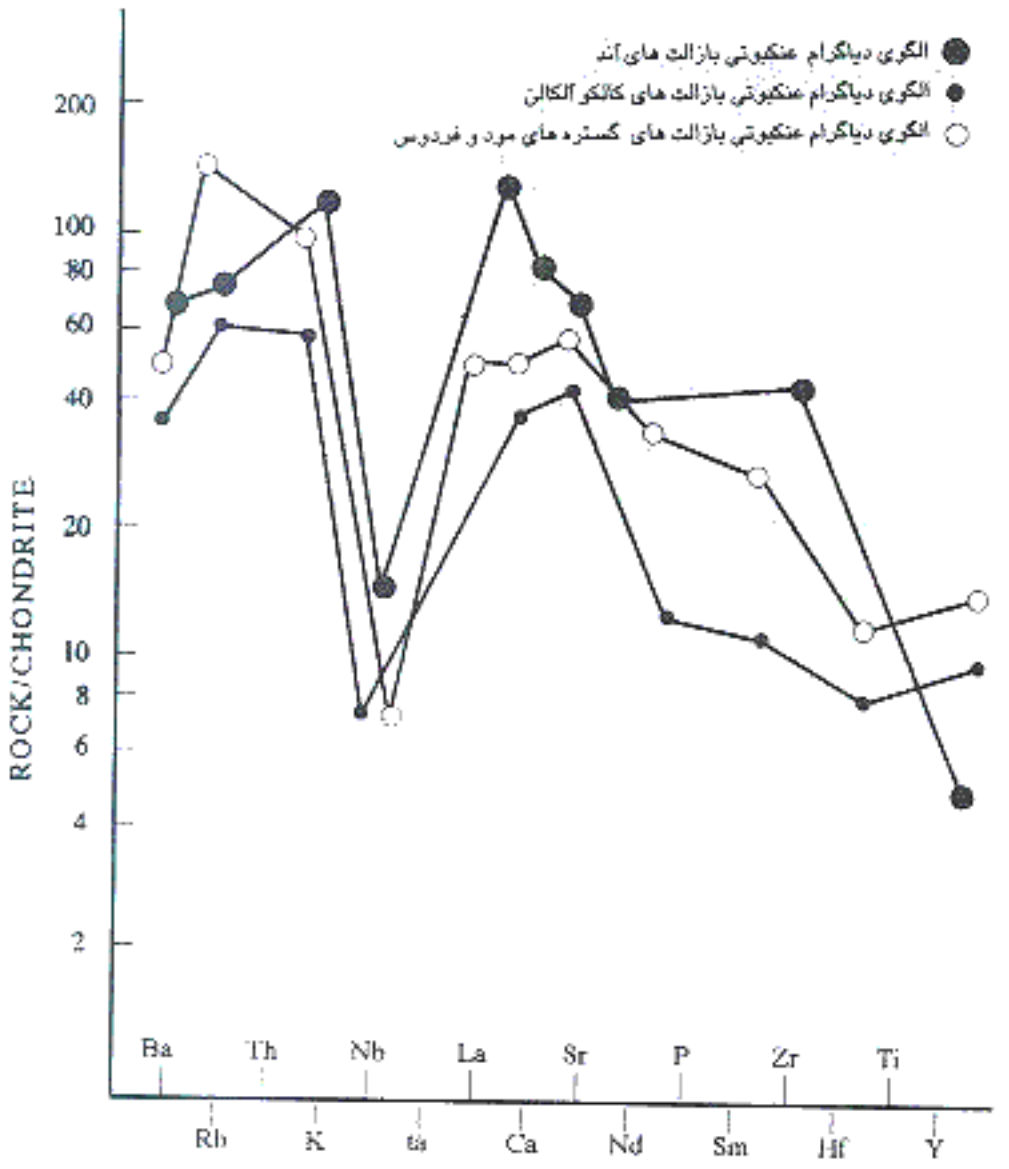
سازی متفاوت دارند. برای نمونه Thompson et al.,(1980) و Sun(1980) عناصر موجود در سنگ را براساس عناصر هم نوع در کندریت عادی سازی کرده‌اند وهمچنین Wood et al. (1979) نیز عادی سازی را براساس ترکیب گوشته زمین بنا نهاده‌اند.

نمودارهای عنکبوتی، در هریک از مناطق تکتونیکی، شکل مخصوص به خود را دارا است. برای مثال نمودارهای متعلق به بازالتهای آلکالن مربوط به شکافهای قاره‌ای، شکلی بسیار یکنواخت و نمودارهای بازالتهای مناطق فرورانش، اشکال غیر یکنواخت و میله مانندی دارد. در مواردی که بین نمودارها همانندیهای نزدیکی وجود داشته باشد، بهتر است که برای رسیدن به نتایج مطلوب از چند نمودار استفاده شود.

در بررسی مسائل تکتونوماگمایی و تعیین خاستگاه بازالتهای گسترهٔ خاوری ایران نیز از نمودارهای عنکبوتی مختلفی استفاده شده است. سنجش مقدار عناصر کمیاب در سنگهای گسترهٔ مورد بررسی در جدولهای ۳ و ۴ نمایش داده شده است. در شکل ۱۵ الگوی نمودار

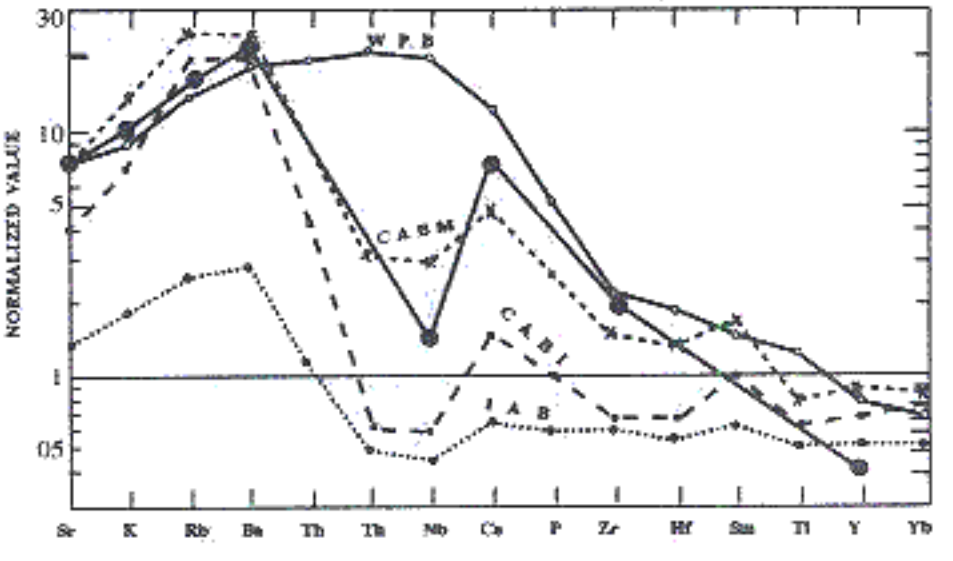


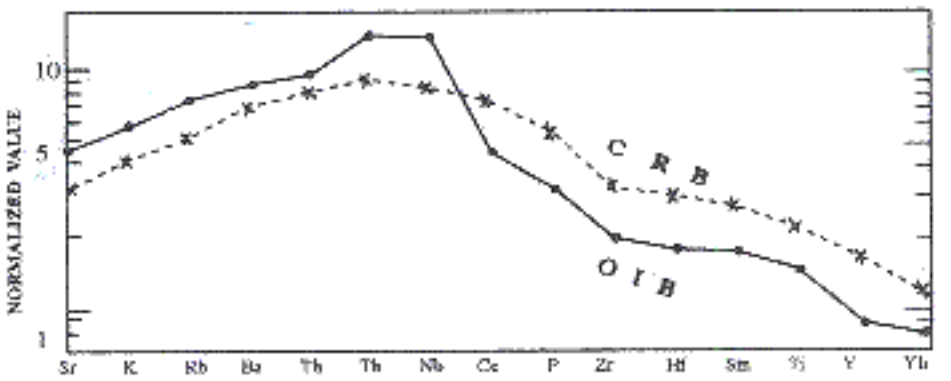
شکل ۱۵ : مقایسه الگوی دیاگرام عنکبوتی بازالت های مورد مطالعه با الگوی دیاگرام بازالت های مناطق فرورانش .عادی سازی بر اساس ثابت های Sun(1980) صورت گرفته است .



شکل ۱۶ : مقایسه الگوی دیاگرام عنکبوتی بازالت های مورد مطالعه با الگوی دیاگرام بازالت های مناطق فرورانش .عادی سازی بر اساس ثابت های Tompson (1984) صورت گرفته است .

عنکبوتی که در نمونه بازالتهای منطقه بدست آمده است، با الگوی نمودارهایی که به بازالتهای مناطق فرورانش تعلق دارد، براساس ثابتهای عادی‌سازی Sun (1980) مقایسه شده است. همان‌گونه که در شکل دیده می‌شود. یک تهی‌شدگی و فروافتادگی عنصر نیوبیوم که ویژه بازالتهای مناطق فرورانش است در نمونه بازالتهای گسترهٔ مورد بررسی نیز دیده می‌شود و در شکل ۱۶ نیز الگوی نمودارهای عنکبوتی بازالتهای خاور ایران که براساس ثابتهای Thompson(1984) عادی سازی شده‌اند، نمایش داده شده است. در این شکل نیز تهی‌شدگی عنصر نیوبیوم به‌طور کامل محسوس است. در شکل ۱۷ الگوی دیاگرام عنکبوتی نمونه بازالتهای مناطق مورد بررسی با الگوی نمودارهای عنکبوتی بازالتهای مناطق تکتونیکی مختلف مقایسه شده است. در این شکل اساس عادی سازی عناصر به روش Pearce (1973) نسبت به بازالتهای شکافهای میان اقیانوسی بوده است. همان‌گونه که دیده می‌شود، الگوی نمودار بازالتهای گستره خاوری ایران، با الگوی نمودار بازالتهای کالکو آلکالن مربوط به کناره فعال قاره‌ها همخوانی دارد.





شکل ۱۷ : مقایسه الگوی نمودار عنکبوتی بازالت های مورد مطالعه با الگوی نمودار بازالت های مناطق مختلف تکتونیکی .عادی سازی به روش Pearce (1983) نسبت به بازالت های شکاف های میان اقیانوسی صورت گرفته است

IAB = تولئی ایت های جزایرقوسی
CABI = بازالت های کالکو الکالن مربوط به جزایر قوسی
CABM = بازالت های کالکو آلکالن مربوط به حاشیه قاره ها
W PB = بازالت های میان صفحه ای
OIB = بازالت های جزایر اقیانوسی
CRB = بازالت های مربوط به شکاف های قاره ای
● = بازالت های گستره مود و فردوس

در بررسی‌های پترولوژیکی که توسط Khorasani(1982) و قربانی (۱۳۷۲) در بارهٔ ولکانیسم‌های ترسیر در مناطق وسیعی از خاور ایران صورت گرفته چنین نتیجه‌گیری شده است که این مجموعه سنگها از نوع کالکوآلکالن بوده و به مناطق فعال کناره قاره‌ها تعلق دارند. احتمال می‌رفت که یک سری از بازالتهای سنوزوئیک از نوع آلکالن که در چند ناحیهٔ محدود از زمین‌های خاور ایران نیرونزد دارند با مجموعه سنگهای آتشفشانی مذکور متفاوت باشند و به کافتهای ژرف قاره‌ای تعلق داشته باشند. ولی این بررسی‌ها نشان می‌دهد که حتی این گونه سنگهای بازالتی نیز از نظر مسائل تکتونوماگمایی هم بستگی تکوینی تنگاتنگی با مجموعهٔ ولکانیسم‌های دیگر مناطق خاوری ایران دارند، بااین تفاوت که در نمودارهای نام‌گذاری سنگها در محدوده بازالتهای آلکالن جایگزین می‌شوند.

نتیجه‌گیری

یک سری از سنگهای آتشفشانی سنوزوئیک در گسترهٔ خاوری ایران مورد بررسی پتروگرافی – پترولوژیکی قرار گرفته است که نتایج حاصل به شرح زیر است:

۱– بررسی‌های پتروگرافی– پترولوژی نشان می‌دهد که بیشتر سنگهای نمونه‌برداری شده از نوع آندزیت تا داسیت‌اند و تنها معدودی از سنگها از نوع بازالت می‌باشند.

۲– مهم‌ترین پهنه‌هایی که در خاور ایران سنگهای آتشفشانی نوع بازالت در آنها برونزد دارند، یکی گسترهٔ مود در جنوب خاوری شهرستان بیرجند و دیگری گسترهٔ ناحیهٔ جنوب باختری فردوس است. جوان‌ترین سنی که برای این بازالتها تعیین شده ۳۱ میلیون سال (اولیگوسن پسین) است Khorasani (1982).

۳– مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد که بازالتهای مورد بررسی بافت پورفیریک دارند. فنوکریستهای بازالتهای مود از نوع پیروکسن– اولیوین و فنوکریستهای بازالتهای فردوس از نوع پیروکسن– پلاژیوکلاز می‌باشند. اجزاء عمده‌ای که زمینهٔ کلیه سنگهای بازالتی منطقه را تشکیل داده است کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن می‌باشند.

۴– ترکیب کانی‌شناسی مودال و ترکیب شیمیایی اولیوین‌ها نشان دهندهٔ آن است که بازالتهای گستره مود تا حدودی بازیک‌تر از بازالتهای گستره فردوس است و این بدان معنی است که در ماگمای بازالتهای فردوس تفریق بلورین جزیی انجام گرفته است.

۵– بررسی در پهنه‌بندی سنگهای مورد نظر نشان داد که یک پیوند ژنتیکی پذیرفتنی میان سنگهای گستره مورد مطالعه وجود دارد. سنگهای گسترهٔ فردوس و جنوب بیرجند به گمان زیاد حاصل انجماد تنها یک نوع ماگمای بازالتی است. با این تفاوت که در ماگمای بازالتهای فردوس قبل از جایگزینی، تفریق مختصری رخ داده است. این موضوع، نتیجه‌گیری از بررسی‌های میکروسکوپی بازالتهای منطقه را تایید می‌کند.

۶– بازالتهای یاد شده در نمودارهای نامگذاری سنگها در محدوده تیپهای آلکالن جایگزین می‌شوند اما در نمودار تکتونوماگمایی ویژگی‌های بازالتهای کالکوآلکالن را دارا می‌باشند. در بررسی‌های پترولوژیکی– تکتونوماگمایی که بر روی سنگهای ولکانیکی سنوزوئیک مناطق مختلف ایران صورت گرفته است، بیشتر این دوگانگی به‌چشم می‌خورد ولی با این وجود بیشتر پژوهشگران سعی بر این دارند که تشکیل ماگمای این نوع سنگها را در رابطه با پدیده فرورانش عنوان کنند.

علت دوگانگی نام‌برده می‌تواند به احتمال زیاد به تحولاتی از نوع آلودگی مواد پوسته‌ای با ماگمای اولیه این سنگها و یا اختلاط ماگمایی باشد. شدت این تحولات به‌حدی نبوده که سبب از بین رفتن کامل خاصیت اولیه ماگما یعنی خاصیت آلکالنیته قوی‌تر از آنچه که اینک این بازالتها نشان می‌دهند بشود. این تحولات بر روی عناصر کمیاب به‌ویژه Nb اثر خاصی داشته و باعث افت این عنصر در ماگما شده است، بنابراین تعلق ماگمای تشکیل دهنده این سنگها به مناطق شکافهای قاره‌ای دور از انتظار نیست و این فرض را نمایند نادیده گرفت. در این مورد تنها مطالعات ایزوتوپی می‌تواند جوابگوی دقیق‌تر این مسئله باشد که تا کنون به سبب عدم امکانات دستگاهی صورت نگرفته است.

کتاب‌نگاری

قربانی، ق.، ۱۳۷۲- بررسی پتروژنتیکی سنگهای بازالتی دوران چهارم منطقه شرق ایران (خراسان)، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.

نقشه زمین‌شناسی چهارگوش بیرجند، ۱۳۶۶- (مقیاس ۱:۱۰۰،۰۰۰)، سازمان زمین‌شناسی کشور.

نقشه زمین شناسی چهارگوش فیض آباد، ۱۳۶۶- (مقیاس ۱:۱۰۰،۰۰۰)، سازمان زمین‌شناسی کشور.

نقشه زمین‌شناسی چهارگوش بشرویه، ۱۹۹۴- (مقیاس ۱:۱۰۰،۰۰۰)، سازمان زمین شناسی کشور.

References

Cox, K. G., Bell, J. D., and Pankhurst, R. J., 1979- The interpretation of igneous rocks. Allen and unwin, London.

Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J., 1974- An introduction to the rock- forming minerals.- 7.th edition, Longman, London.

Khorasani, R., 1982- Petrographie und Gechemie spatkretazisch- alttertiarer Laven und subvulcanite der nordlichen Lut, Ost- Iran, Dissertation, Universitat Hamburg.

Kuno, H., 1959- Origin of Cenozoic petrogrophic provinces of Japan and Surrounding areas. Bull. Volcano., 20, 37- 76.

Kuno, H., 1960- High- alumina basalt. J. Petrol., 1, (2).

Le,Bas, Le Maitre, Streckeisen and Zanettin, 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali- Silica Diagram. J. pet, vol, 27, part 3.

Middlemost, E. A. K. 1991- Towards a comprehensive calssification of igneous rocks and magmas. Earth science Reviews, 31.

Pearce, J. A. 1976- Statistical analysis of major element patterns in basalts. J. petrol., 17 (1).

Pearce, J. A., 1975- Basalt geochemistry used to investigate post tectonic environments on oprus, Tectonophysics, v. 25.

Pearce, J. A., and Cann, J. R., 1973- Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. earth planet. sci. Lett., 19.

Saggerson, E.P. Williams,L.A.V.,1964-Ngurumanite from southern kenya and its bearing on the origin of rocks in the northern Tanganika alkaline district.y.Petrol.,5,40-81.

Sun, S. S., 1980- Lead isotopic study of young volcanic rocks from Mid- Ocean Ridges, Ocean islands and island arcs- Phil- Trans. R. Soc., A 297, 409- 445.

Thompson, R. N., et al., 1984- Dispatches from basalt front. 1. Experiments. proc. Geol. Ass., 95, 249- 262.

Wilson M., 1989- Igneous petrogenesis, published by the Academic Division of Unwin Hyman Ltd.

Wood, D. A., Joron, J. L., and Treuil, M., 1979- Are - appaisal the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. Earth planet. Sci. Lett., 45, 32 6-336.