

زمین شناسی پرکامبرین در ایران مرکزی از دیدگاه چینه نگاری، ماگماتیسیم و دگرگونی

نوشته: بهرام سامانی * جن ژویی ** گواسوتانو ** و تانوکوان *

چکیده

پردازش اطلاعات ماهواره‌ای (TM, MSS)، بررسی‌های ژئوفیزیکی (رادیومتري و مغناطيس سنجی) و ژئوکرونولوژی ایزوتوپی و مطابقت آن‌ها با مشاهدات صخره‌ای ثابت نمود که آنچه به نام واحدهای سه گانه (کمپلکس‌های چایدونی، بنه‌شورو، و سازند تاشک) خوانده شده در حقیقت مجموعه‌ای است از سنگ‌های تخریبی میوزئوسن-کلیئنالی است که به دلایل چینه‌نگاری سازند تاشک نامیده می‌شود. سن سازند تاشک از روی اندازه‌های بازالتی به روش Sm-Nd تعیین شده و به بیش از ۷۵۰-۸۷۴ میلیون سال می‌رسد. براساس داده‌های ایزوتوپی، احتمالاً پوسته‌کهن‌تری (از نوع حاشیه قاره‌ای) حدود ۱ تا ۱/۳ میلیارد سال قبل در ایران زمین تشکیل شده است تا طبقات سازند تاشک با رخساره‌شیب قاره‌ای (Continental slope facies) روی آن قرار گیرند. با تلفیق کلیه اطلاعات زمین‌شناسی و ژئوکرونولوژی، توالی منظمی از نظر سن رادیو ایزوتوپی و چینه‌نگاری در ایران مرکزی قابل ترسیم است که با ماگماتیسیم منطقه مطابقت دارد و حوادث ثبت شده‌ی مهمی را نشان می‌دهد که با شاخص‌های زیر قابل بیان است: - تشکیل سازند تاشک در پرکامبرین پسین (بیش از ۷۵۰-۸۷۴ میلیون سال) با رخساره‌تخریبی نسبتاً منجر و دگرگون شده در حد رخساره‌شیب سبز، همراه با نفوذ توده‌های گرانیتی به سن ۸۰۰-۸۵۰ میلیون سال (کانی‌های زیرکن و اورانیست) و گرانودیوریتی به سن‌های 624 ± 5 میلیون سال (روی ایزوکرون Pb207/U235 و Pb206/U238) و 749 ± 9 (به روش Pb207/Pb206) روی کانی‌های زیرکن.

- تشکیل سازند ساغند با رخساره‌ریفت حاشیه‌قاره‌ای که به ۵ عضو تقسیم می‌شود و با دگرشیبی زاویه‌دار روی سازند تاشک می‌نشیند پنج عضو یاد شده مشخصه و لیئولوژی متفاوت دارند، اما خاستگاه ژئودینامیکی همه آن‌ها یکی است و فرآیند پدیده‌کافتی شدن (Rifting) و رخساره بارز آن است. این سازند ارتباط زمانی و مکانی با تشکیل کانسارهای اورانیوم، آهن، عناصر نادر خاکی، و آپاتیت دارد. دوره‌ای ریفیتی شدن احتمالاً کم‌تر از ۷۵۰ میلیون سال بوده و تا ۵۸۳ میلیون سال طول کشیده است. این سازند پدیده‌دگرنهادی (Metasomatism) شدیدی را متحمل شده و توده‌لوکوگرنایت ساغند، که از نوع دگرنهادی است، سن ۵۸۳ میلیون سال را بر مبنای ایزوکرون ایزوتوپی تهیه شده‌ی کانی‌های زیرکن نشان می‌دهد. براساس داده‌های ایزوتوپی، گمان می‌رود که ماگماتیسیم مرحله‌ریفتی شدن از گوشته‌غنی شده (Enriched Mantle) نشئت گرفته، که سرشار از عناصر ناپایدار و فرار بوده و توان کانی‌سازی وسیعی از عناصر سیدروفیل و لیئوفیل داشته است. ولکانیسم این مرحله خاصیت دوگانه (Bimodal) داشته که به خصوص در عضو دوم سازند ساغند عمل کرده است.

- با توقف پدیده‌دگرنهادی سدیم، بروز فرسایش و ایجاد دگرشیبی فرسایشی بر تارک سازند ساغند، و تخریب طبقات کهن‌تر، مجدداً رژیم با شرایط ریفتی (Subsidiary Rifting) ولی با ولکانیسم سرشار از پتاسیم آغاز می‌شود که سن 561 ± 73 میلیون سال بر روی کانی‌های زیرکن آن اندازه‌گیری شده است. داده‌های ایزوتوپی حاکی از آن است که ماگماتیسیم این مرحله از گوشته‌غنی با گرایش به نوع نرمال منشأ گرفته است. این وضعیت می‌تواند با خروج مواد فرار از گوشته‌غنی قبلی، و تبدیل آن به یک ماگمای غیرباردار صورت پذیرد. طبقات منسوبی از سنگ‌های آتش‌فشانی، سنگ‌های تخریبی، و سنگ‌های کربناته و شیل در این مرحله

Geology of Precambrian in Central Iran; on the Context of Stratigraphy, magmatism and metamorphism

Bahram A. Samani *, Ghen Zhuyi **, Guo Xuetao **, TaoChuan *

گذاشته می‌شوند که ممکن است منسوب به وندین باشند به سمت تارک، فروهشته‌های این مرحله رخساره‌کریستالی ستبر به خود می‌گیرند که یادآور سازند سلطانیه است.

- مهم‌ترین پدیده‌دگرگونی ثبت شده پرکامبرین پسین، کهن‌تر از سازند ساغند است؛ زیرا طبقات آهکی بلورین با فولیاسیون (Foliation) ناشی از دگرگونی را می‌توان در کنگلومرای پی‌سازند ساغند مشاهده کرد علاوه بر آن، طبقات سازند ناتک در زیر سازند ساغند متحمل دگرگونی با رخساره‌شیت سبز شده و ساختار دگرگونی خاص خود را حفظ کرده‌اند.

- علاوه بر دگرگونی در حد رخساره‌شیت سبز در زمان پرکامبرین پسین، سازند ناتک به عنوان کهن‌ترین طبقات پی‌سنگ ایران زمین در این منطقه، در فواصل زمانی ۱۸۰ تا ۲۲۰ میلیون سال متحمل دگرگونی نوع فشار بالا، و در زمان سنوزوئیک (حدود ۵۲ میلیون سال، بر پایه‌سن ایزوتوپی روی کانی‌های زیرکین و ایزوکرون (Rb- Sr) متحمل دگرگونی نوع دیناموترمال (حرارت بالا) در روندهای طولی شده و کمپلکس‌های دگرگون‌شدید را به وجود آورده است (کمپلکس‌های چاپدون و بنه‌شورو).

براین اساس، و بر پایه‌داده‌های کتونوی، پی‌سنگی کهن‌تر از سازند ناتک وجود ندارد و آنچه بر پایه‌درجه و شدت دگرگونی کهن تصور می‌شد، هم‌ارز سازندهای ناتک، ساغند، و سری دزو است که در ادوار بعدی (مزوزوئیک) دگرگونی شدید یافته است. در قیاس زمین‌شناسی این بخش از ایران با دیگر نواحی، می‌توان گفت که سازند ناتک هم‌ارز سازند کهر بوده و تفاوت اصلی، وجود سازند ساغند و سری دزو با رخساره‌ریختی در ایران مرکزی، و عدم آن در مناطق البرز و سلطانیه است. رخساره‌ریختی‌ای که در مناطق البرز و سلطانیه (سازندهای بایدر، سلطانیه، و یاروت) گذاشته شده است از نوع سکویی (Platform- type) فسفریت داراست که با نبود رسوب‌گذاری، بر روی طبقات کهن‌تر قرار می‌گیرد، حال آن که در ایران مرکزی طبقات هم‌ارز رخساره‌نوع ریختی (سری دزو در ریخت کامبرین آغازی) دارند.

این جهه‌دوگانه و تفاوت در رخساره‌طبقات رسوبی پرکامبرین پسین - کامبرین آغازی قابل مقایسه با نواحی دیگر در کره‌زمین است که دارای دو رخساره‌تفاوت یکی از نوع پلاتنوم با ژیرمان‌های فسفریت، و دیگری از نوع ریختی است. نوع ریختی آن، یعنی سازند ساغند و سری دزو، ایالت متالوژنی ایران مرکزی را می‌سازد.

Abstract

from the remote sensing (TM, MSS), and geophysical data interpretation, isotopic geology and field surveying in Central Iran it is proved that the formerly named Tashk formation, Chapedony and Boneh Shurow complexes originally were a unique miogeosynclinal- type clastic sequence. This rock unit is named Natk formation which is 874- 750 m.y. old (Sm- Nd isotopic age calculated from REE depleted- type basalt model).

The oldest sialic crust (continental margin- type) is 1300- 1000 m.y. in Iran, where the Natk formation with continental slope facies deposited over it.

The geological evolution of Upper Precambrian is defined as the following:

a)- The Natk formation was formed on Upper Precambrian ($> 874-750$ m.y.). This unit is a mature clastic rocks that metamorphosed in greenschist facies grade. K- type granites were intruded to this formation. The measured isotopic ages (Zircon, Uraninite) are 850- 800 m.y. which is characteristics of a mature sialic crust consolidation. Granodioritic magmatism occurred in 749 ± 97 m.y. (Pb 207/Pb 206) and followed by 624 ± 5 m.y. (isochrons of Pb 207/U 235 and Pb 206/U 238) granitization.

b)- Development of Saghand formation with riftogenic facies, consists of five lithologic members. This rock Unit is unconformably underlain by Natk formation. This formation has peculiarities and features of intracontinental rift, where Fe/U/ Th, REE, and apatite deposits were formed. This major rifting started not later than 750 m.y. but ended by 583 m.y. It is characterized by enriched- mantle magmatism, extensive linear metasomatism, and related ore formation.

c)- Alkaline metasomatism, and granitization interrupted after 583 m.y. by uplifting and development of erosional surface. The subsidiary rifting caused high K-volcanism (561 ± 73 m.y.) which was derived from an enriched- mantle, grading into normal- type. This stage of rifting is characterized by volcanics, evaporites, shales, clastics, and carbonates with Vendian- early Cambrian age. This sequence is named Desu Series and Soltanieh Dalomite after stratigraphic correlation.

d)- The only recorded metamorphism of Upper Precambrian age is older than Saghand formation. The main components of conglomeratic beds at the base of Saghand formation show the greenschist facies metamorphism, like the Natk formation.

e)- The Natk, Saghand and Desu rock Units were metamorphosed on the western part of Bafq- posht-e-Badam Block on Mesozoic and early Cenozoic time. The former one is high pressure- type and could be related to the detachment faulting of late Triassic- Early Jurassic time. The later dynamothermal high grade metamorphism occurred at 52 m.y. (K/Ar, Zircon minerals, Rb/Sr), as a result of Neotethys oceanic crust subduction beneath the central continental crust. Granitization, migmatization and high grade metamorphism of Khoshumi, Neibaz and Chapedony is related to this stage of deformation. Finally, it is concluded that, two types of uppermost Precambrian rock units crop out in the region: 1) riftogenic series, and , 2) platform- type cover namely Saghand formation and Desu Series for first type and Barut- Soltanieh Formations as platform cover.

مقدمه

۷۵۰ میلیون سال دارد. پوسته قاره‌ای شکل گرفته در این زمان، درجه رسیدگی (Maturity) و پایداری کمی دارد و مستحضر مناسبی داشته است، به نحوی که مواد مذاب گشته می‌توانسته آن را متأثر ساخته و موجب پدیده‌های ماگمایی و فلززایی مختلفی شود. ویژگی‌های شناخته شده رخداد پان آفریکن در ایران با آنچه در گندوانا رخ داده همانند است و نمی‌توان آن را با پدیده‌های معرفی شده در کوه‌زاده‌های آسیاتی (Assynitic) و بایکالی (Baikalian) معرفی کرد.

تکوین پی سنگ پر کامبرین در ایران زمین

شکل گیری و سخت شدن اولین پوسته قاره‌ای (Continental crust) در شرق میانه در طی کوه‌زایی‌های پر کامبرین پسین - کامبرین آغازی صورت گرفته است (Kroner 1979). طول زمانی رخدادهای مؤثر کهن‌تر، از یک میلیارد تا ۵۵۰ میلیون سال قبل، یعنی حدود ۶۰۰ میلیون سال بوده است. تشکیل رخساره‌های پی سنگ در

تکوین اولین پوسته با سرشت قاره‌ای (Continental crust) در پر کامبرین پسین در ایران روی داده و در آغاز کامبرین ویژگی‌های قاره‌ای یافته است. مشخصات زمین‌شناسی، ماگماتیک، و دگرگونی آن موضوع بحث محققین مختلف بوده و، به تفاوت، سنینی از آرکن، پروتروزوئیک زیرین و میانی و بالایی، و پالئوزوئیک بدان داده‌اند (هوشمند زاده و همکاران ۱۳۶۸، 1978، Haghypour 1986، Aghanabati 1962، Huckriede et. at. 1962) و آن را هم‌ارز پی سنگ سپر عربستان - آفریقا دانسته‌اند (Stocklin 1968, Berberian & King 1981). بررسی و مطالعه نحوه تکوین و مراحل شکل گیری ابرقاره گندوانا، و قیاس آن با سازندها و پدیده‌های ماگمایی در ایران نشان می‌دهد که این سرزمین رشد کرانه‌ای گندوانا بوده و شکل گیری آن بی‌جوان‌تر از آنها می‌نماید و وسعت زمانی‌ای حدود ۸۲۰ تا

(Platform). ماگماتیسیم با گذر از رخساره‌های فوق بازی تا بازی، به رخساره‌های با ترکیب میانه و در نهایت گسترش توده‌های گرانیتی پتاسی یا سدیک در پوسته تکوین می‌یابد.

بر اساس موازین و عوامل فوق، و با توجه به زمین‌شناسی شرق میانه و به خصوص عربستان و قیاس آن با سرزمین ایران، می‌توان گفت:

- نوعی رشد قاره‌ای یا قاره‌ای شدن (Continentalization) از آفریقا به سمت ایران انجام پذیرفته است. سرزمین‌های بسیار کهن و حتی کهن‌تر از ۲/۵ میلیارد سال در مرکز آفریقا قرار دارند، و این رقم در حوالی دریای سرخ به حدود ۸۰۰ تا بیش از ۱۰۰۰ میلیون سال می‌رسد (Kroner 1979, Stoesser et. al. 1980). و به سوی شرق و شمال شرقی جوان‌تر شده و سنین کم‌تر از ۸۰۰ تا ۵۵۰ میلیون سال را نشان می‌دهد.

- بیش از ۶۰ درصد پوسته‌زمین را در عربستان و اطراف دریای سرخ، توده‌های گرانیتی کالک آلکالن و سدیک تشکیل می‌دهند (Gass 1979)، که خود معرف درجه بالای رسیدگی (Maturity) پوسته در این مناطق است.

- زمان پایداری، درجه دگرگونی، و سطح پایداری در حوالی دریای سرخ به اواخر پرکامبرین می‌رسد و از آن زمان تا کنون دستخوش حوادث بعدی نظیر سرزمین ایران نشده است (Kroner 1979, Gass 1979).

- در قیاس با عوامل بالا، سرزمین ایران پوسته‌ای نیمه رسیده (Submature) دارد و اولین طبقه قاره‌ای گسترده آن ماسه سنگ لالون، متعلق به کامبرین پیشین است. دگرگونی ضعیف و دوران پایداری آن نیز در مقایسه با نواحی شرق میانه بسیار کوتاه به نظر می‌رسد.

یکی از حوادث بسیار مهم در ابرقاره گندوانا در اواخر پرکامبرین، رخداد پان آفریکن (Pan-African) است که در برزیل «برازیلین» (Brazilian) نامیده می‌شود این حادثه را گرانیت (Grant 1969) حادثه ترموتکتونیک (Thermotectonic event) نام برده است و کندی (Kennedy 1964) این رخداد را چنین تعریف می‌کند:

550 ± 100 m. y. ago, an important "Plutonic" event affected a large part of Gondwanaland... یکی از جالب‌ترین (Hurely 1974) مسائل تکنیکی در تکوین پوسته‌زمین را به پان آفریکن منسوب کرده و برای آن خیزش مواد گرم از جبهه (Upwelling) را در نظر می‌گیرد، که هیچ نوع حرکت جانبی در مناطق مجاور آن روی نداده است. بوژکو (Bozhko 1986) شکل‌گیری (Conosolidation) نهایی گندوانا را در وندین - کامبرین می‌داند، که تقریباً در تمام قاره جنوبی متأثر از رخداد پان آفریکن می‌شود.

چینه‌نگاری ناحیه‌ای

ایران مرکزی یکی از کهن‌ترین پهنه‌های ایران زمین به شمار می‌رود که در آن لایه‌هایی از جنس سنگ‌های تخریبی - رسوبی پرکامبرین پسین و سری‌های کافتی پرکامبرین - پالئوزوئیک رخ‌نمون دارد. حق‌پور (۱۹۷۷) در نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰,۰۰۰ منطقه طبقات پرکامبرین را از قدیم به جدید، به سه قسمت اصلی: کمپلکس چاپدونی، کمپلکس بنه‌شور و سازند تاشک تقسیم می‌کند و مشخصات

شبه جزیره عربستان و شمال خاوری آفریقا از دو طریق بوده است:

الف) گنیس میگماتیت با ترکیب پوسته قاره‌ای
ب) سازندهای دگرگونه یوزئوسکلینالی و میوزئوسکلینالی، با رخساره‌شیت سبز و به صورت محلی تا آمفیولیت و گنیس.
در مصر، سودان، اتیوپی، و جنوب شبه جزیره عربستان، رخساره‌نوع «الف» وجود دارد که به نام نگینه‌های کهن (Vestigial facet) (1979 Stoesser et. at 1980 Kroner) خوانده می‌شود. رخساره‌نوع «ب» در عربستان و ایران گسترش دارد. در نوشتارهای زمین‌شناسی ایران پی‌سنگ این سرزمین از نوع عربی - آفریقایی قلمداد می‌شود و شکل‌گیری آن به کوهزادهای آمینیتی (Assynitic) و بایکالی (Baikalian) منسوب است (1962 Haghipour 1978, Stocklin 1968 et. al Huckriede).

به کارگیری این واژه‌ها، که خود ویژگی‌های اوراسیایی دارند و در آن سرزمین‌ها رخ داده‌اند، برای زمین‌شناسی ایران که بخشی از گندواناست (Adamia et. at 1977, Stocklin 1974) مناسب به نظر نمی‌رسد، زیرا علاوه بر مکان جداگانه، مشخصات زمین ساختی، دگرگونی، ماگمایی، و متالورژی متفاوتی نیز دارد. در زمان بروز این وقایع، اوراسیا تحت رژیم فشاری بوده، حال آن که گندوانا از رخدادهای کششی (Extensional)، خیزش جبهه زمین (Mantle doming) با ایجاد ساختارهای کششی (Taphrogenic and aulacogene) متأثر بوده است (Bozhko 1986).

پوسته تازه شکل گرفته این سرزمین مشخصات خاصی دارد که در مقایسه با شاخص‌های ارزیابی پوسته (Crust) از نوع نیمه رسیده (Submature) است. مهم‌ترین شاخص‌ها و معیارها در این ارزیابی عبارت‌اند از:

الف) - درجه بلوغ یا رسیدگی (Maturity)، که با میزان و حجم توده‌های گرانیتی پتاسی ارزیابی می‌شود.

ب) - شدت دگرگونی (Metamorphic grade)، که برحسب رخساره‌های دگرگونی تعریف می‌شود.

پ) - زمان پایداری (Time of stability)، که برحسب بروز و ظهور اولین مشخصه سکویی (Platform) و تأثیر حوادث بعدی بر آن معرفی می‌گردد - مانند سپرهای پایدار کهن و نوارهای کوهزایی جدید. زمان پایداری با هشتن اولین طبقات قرمز رنگ (Red beds) و سن آن معین می‌شود.

ت) - سطح پایداری (Level of stability)، که با گسترش و هشتن رسوبات پلاتفرمی یا ایجاد ساختارهای حاصل از کوهزایی و چین خوردگی‌ها تعیین شده و با محدوده زمانی گسترش رسوبات قاره‌ای اندازه‌گیری می‌شود.

بر اساس معیارهای مذکور، حجم توده‌های گرانیتی پتاسیک در ایران محدود، درجه دگرگونی ضعیف تا متوسط، و سطح پایداری آن منحصرأ زمان هشتن ماسه سنگ لالون است، که در قیاس با موارد مشابه، پوسته را از نوع درجه بلوغ (رسیدگی) پایین معرفی می‌نماید. خلقت پوسته‌زمین در هر منطقه، صرف‌نظر از زمان و مکان، از یک روند عمومی و با گذر از مراحل زیر تبعیت می‌کند: ۱) یوزئوسکلینالی، ۲) یو- میوزئوسکلینالی (miogeosynclinal)، ۳) میوزئوسکلینالی، ۴) سکویی یا پلاتفرم (Eu=).



زیر را برای آنها تعریف می‌نماید:

کمپلکس بنه‌شورو:

شامل شیست (میکاشیست، آمفیبول شیست، ...)، گنیس، آمفیبولیت، کوارتزیت، و مرمر.

کمپلکس چابدونی:

مشکل از گنیس با درجه‌دگرگونی بالا، گرانیت آناتکسی، میگماتیت، آمفیبولیت، مرمر، و ... با سرشتی از سنگ‌های رسوبی - آتشفشانی.

سازند تاشک:

مجموعه‌ای یکنواخت از تناوب سنگ‌های رسی، گری‌واک‌های

نمودار ۱- واحدهای سنگی و خاستگاه زمین‌شناسی پرکامبرین در ایران مرکزی

Paleozoic	Lithostratigraphic Unit	Magmatism	Isotopic Age (Ma)	Geotectonic Position	
				Pan-African	
Lower Cambrian	Lalun Sandstone			epi-Continental Platform	PAN - AFRICAN
				Pan-African	
				Subsidiary Rifting	
	Desu Series	K-acidic Volcanics	561±73		
		Metasomatic granite (Sodic)	583-625	Faulting	
Vendian					PAN - AFRICAN
	Saghand Formation	Rhyodacitic - Rhyolitic	650-679±99	Major Rifting	
		Bimodal Volcanics			
Upper Riphean					PAN - AFRICAN
	Natk Formation	Granodiorite / Granite	780	Lufilian Orogeny - Continental Slope (Miogeosyncline)	
		K-granite	820±80 874±80		
Continental Sialic Crust (1300 - 1000 Ma.)					

کاهش می‌یابد و میان‌لایه‌های بازالتی نیز کم‌تر می‌شود. به واسطه دگرگونی ترمو- دیناموتامرفیسم در موزونیک پسین، و به خصوص آغاز ترسیری، طبقات ناتک به گنیس، شپست، و دیگر سنگ‌های دگرگونی بدل شده‌اند و میگماتیزاسیون در ابعاد وسیع صورت گرفته است.

براساس شواهد و دلایل زیر، به کارگیری نام سازند ناتک به جای کمپلکس‌های مه‌گانه حق‌پور (۱۹۷۸) مناسب‌تر است:

(۱) هیچ‌گونه دگرشیبی (Unconformity) بین کمپلکس‌های چاپدون و بنه‌شور یا بنه‌شورو و تاشک وجود ندارد؛ آن‌ها عموماً همبیری گسله دارند، و تغییر یا توقفی از نظر دگرگونی در مرز سازندها دیده نمی‌شود و همبیری سازند تاشک و کمپلکس بنه‌شورو تغییر رسوب‌گذاری نیز وجود ندارد، سرشت و لیئوفاسیس سازندها مشابه هم است (نگاره‌های ۱- الف تا ۱- و).

(۲) اگر چه سه کمپلکس نام‌گذاری شده قلی‌شدت‌های متفاوتی از دگرگونی را ثبت نموده‌اند، ولی عموم آن‌ها در روندی تقریباً شمالی - جنوبی (Submeridional) قرار دارند در غرب ناحیه اورانیوم‌دار ساغند، سازند ناتک به صورت ناودیس پسینی دیده می‌شود که اختلاف چندانی بین شیب لایه‌ها در دو یال آن وجود ندارد.

(۳) در نگاره‌های ستش از دور TM بقایایی همانند سازند ناتک در داخل کمپلکس‌های دگرگونی چاپدون، گنیس نی‌باز و بنه‌شورو وجود دارد. این آثار حاکی از آن است که سازند ما در این کمپلکس‌ها همان سازند ناتک بوده است (عکس‌های ۱ و ۲).

(۴) حق‌پور و همکاران (۱۹۶۹) می‌نویسند که کمپلکس بنه‌شورو با هم‌شیبی زیر سازند تاشک قرار دارد، و از یک مرمر دولومیتی به عنوان طبقه راهنما (Key bed) نام می‌برد. این همبیری در شمال شرق روستای ساغند از نوع گسله است و دو واحد با این ساختار در کنار هم قرار گرفته‌اند هر دو واحد، علی‌رغم نام‌های متفاوت‌شان، هیچ‌گونه اختلافی در لیئولوژی و ترکیبات لیئولوژی نشان نمی‌دهند. افق مرمر دولومیتی از گونه‌های میان‌لایه‌هایی است که در سازند ناتک وجود دارد، که به سبب چین‌خوردگی محلی، در مواردی، فزونی ضخامت از خود نشان می‌دهد.

(۵) اختلاف درجات دگرگونی در هر سه مجموعه به ظاهر نوعی انتظام از منطقه خشومی - نی‌باز به سمت شرق نشان می‌دهد. به سوی خاور، از شدت درجه دگرگونی کاسته می‌شود ولی هیچ‌گونه مرز معینی برای آن‌ها نمی‌توان قایل شد. تنها اختلاف در کاسته شدن از تریقات میگماتیتی و محدود گشتن آن‌ها در سمت خاور است؛ به عبارت دیگر مجموعه ناتک، که دگرگونی ضعیف تا رخساره شپست سبز در پرکامبرین را متحمل شده بوده، در موزونیک - سنوزونیک مجدداً متحمل دگرگونی به مراتب شدیدتری شده است.

(۶) از مطالعات ژئوکرونولوژی ایزوتوپی و پراکندگی عناصر نادر خاکی چنین نتیجه شده است که دگرگونی در موزونیک روی

دانه‌ریز با میان‌لایه‌های گوارتزیت و ماسه‌سنگ فلدسپاتی و دارای سنگ‌های آتش‌فشانی و آذرآواری، که دگرگونی ضعیفی یافته و به صورت فیلیت و شپست در آمده‌اند، همبیری این واحدها گسله قلمداد شده و مرز آن‌ها با اینفراکامبرین از نوع دگرشیبی ترسیم شده است.

مؤلف مذکور طبقات تخریبی - رسوبی پرکامبرین را بالغ بر ۱۰،۰۰۰ متر می‌پندارد و آن‌ها را در زیر دگرشیبی آسینیتی (Assynitic) قرار می‌دهد و می‌تواند که این طبقات، در پی، عموماً دانه درشت تا متوسط اند، و به سمت بالا، سیلتی و رسی می‌شوند و میان‌لایه‌های آذرآواری دارند. این محقق می‌پندارد که در رخداد کوه‌زایی آسینیتی، این مجموعه دستخوش دگرگونی ناحیه‌ای، گرانیتیزاسیون، و چین‌خوردگی گشته و به شدت تحت تأثیر از نفوذ سنگ‌های با ترکیب گایرو تا گرانیت واقع شده است.

حق‌پور (۱۹۷۸) به این نکته اشاره می‌کند که این مجموعه، با ضخامت حدود ۱۰ کیلومتر، به شدت دستخوش دگرگونی شده و بخش‌های محدودی بدون تغییر یا با تغییری جزئی باقی‌مانده است. از نظر چرخه‌تکوین، او بر این عقیده است که هشتن این طبقات در دو مرحله صورت گرفته است: مرحله اول با رخداد چاپدون در پرکامبرین زیرین و هشتن لایه‌های تخریبی - رسوبی دانه‌درشت تا متوسط و سنگ‌های رسی همراه با سنگ‌های آتش‌فشانی و آذرآواری؛ و مرحله دوم با تشکیل کمپلکس بازالتی آغاز می‌گردد و با رخداد آسینیتی خاتمه می‌یابد این کوه‌زاد منجر به جمود و سختی طبقات گشته و بی‌سنگ آسینیتی را به وجود می‌آورد.

تحقیقات و مطالعات دهه اخیر (هوشمندزاده و همکاران ۱۳۶۸، سامانی ۱۳۶۸، ۱۳۶۸، ۱۳۷۱، AEQI & BRIUG, 1992) مواجه با مغایرت‌ها و نارسایی‌های بسیاری در مقوله‌های مذکور گشته‌اند. برپایه مشاهدات صحرایی، مطالعه ژئوشیمیایی و ایزوتوپی، و بررسی نگاره‌های ماهواره‌ای، می‌توان تصویر دیگری برای این ناحیه ترسیم کرد که چهره زمین‌شناسی و تاریخچه‌تکوین متفاوتی را به دست دهد. در حقیقت، واحدهای بسیار کهن دگرگون شده، عموماً طبقات پرکامبرین هستند که در رخداد آلی آغازی دگرگونی می‌یابند، و سه کمپلکس متفاوت در واقع سازندهای پرکامبرین‌اند که برحسب جایگاه زمین‌ساختی، دگرگونی متفاوت یافته‌اند. نکته قابل تأمل کافی شدن سکوی پرکامبرین در اواخر این دوره و هشتن طبقات کافی با ویژگی‌های متالوژنی خاص و پتانسیل معدنی قابل در آن است که در رخداد جهانی پان‌افریکن (Pan-African) رخ داده است. سازند تاشک در نام‌گذاری حق‌پور، به طبقاتی با سرشت متفاوت اطلاق گشته است و به همین جهت واحدهایی را که خاستگاه و مشخصات متفاوت دارند (رخساره‌های پلاتفرمی و کافی) نمی‌توان با این سازند معرفی کرد.

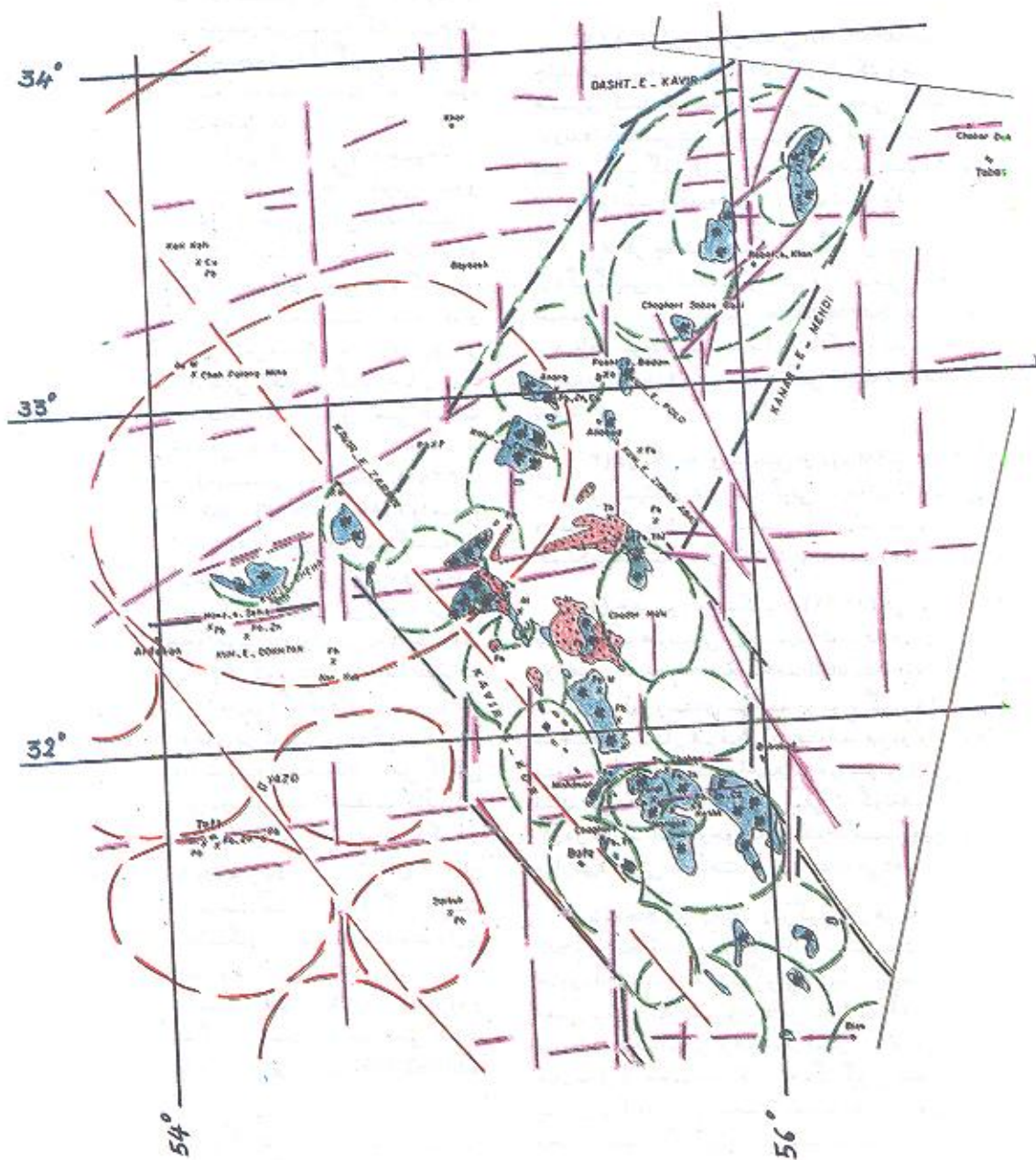
به واسطه یکی بودن سرشت کمپلکس‌های چاپدون، بنه‌شورو، و بخش‌های بزرگی از سازند تاشک، کاربرد سازند واحد، یعنی سازند ناتک (Natk formation) برای آن‌ها مناسب‌تر است (BRIUG, 1992 & AEQI, سامانی ۱۳۷۱).

سازند ناتک در ایران مرزبندی گسترده‌گی چشم‌گیری دارد (شکل ۱) و شامل لایه‌های ریتمی از ماسه‌سنگ دانه درشت و متوسط تا ریز، گل سنگ (Mudstone)، فیلیت، مرمر دولومیتی، گاهی با میان‌لایه‌های بازالتی است. اندازه‌ذرات تخریبی از باختر به خاور



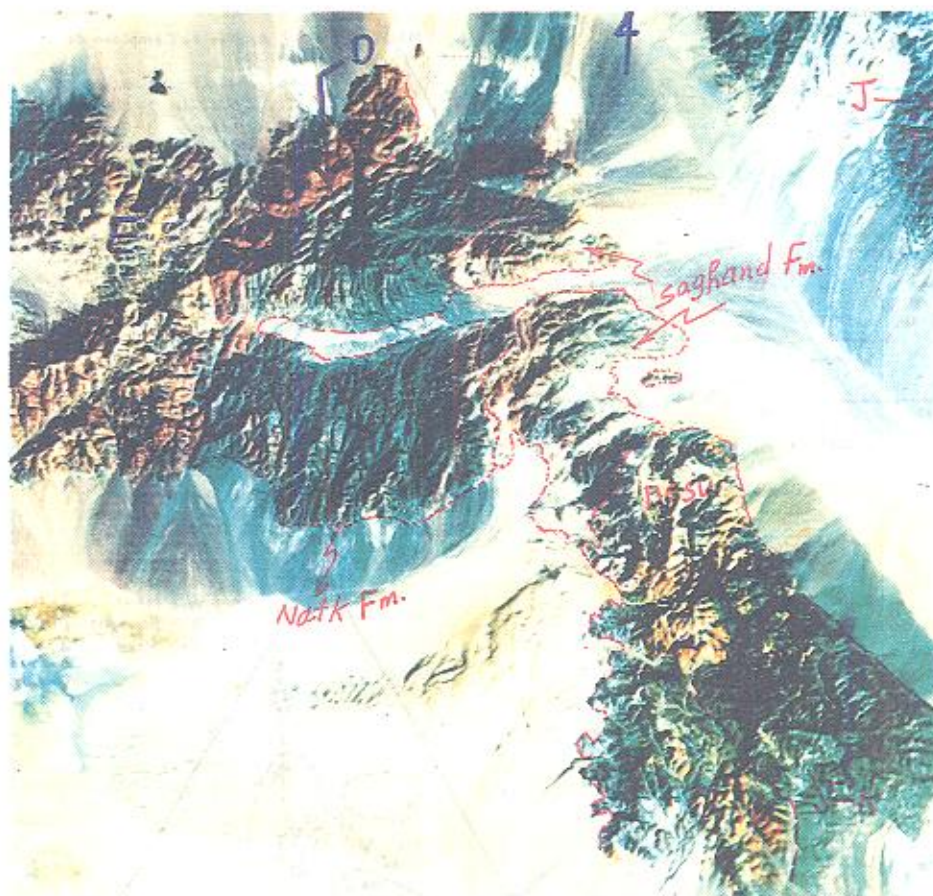


- Pre- rifting strata(Natk fm.)
- Riftogenic series
- Precambrian central-type structures
- Early Alpine central-type structures



شکل ۱- نقشه تفسیری از تصویر ماهواره‌ای برای ایران مرکزی





عکس ۱- ناحیه معدنی ساغند

Saghand : سازند ساغند (رنگ سفید گرانیت دگرتهادی، نوارهای قهوه‌ای زون‌های متاسمیت)
Desu: سری دزو و طبقات پالئوزوئیک، D- گابرو
J-K: طبقات زوراسیک و کرتاسه، E- میگماتیت گرانیتی شده (رنگ آبی بقایای سازند ناتک است)
Natk: بقایای سازند ناتک، در جنوب رخ‌نمون ناتک بخش‌های میگماتیتی به رنگ قرمز دیده می‌شود.

(۱۳۷۱ صفحه ۳۸ AEOL & BRIUG 1992) نسبت $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در ۶ نمونه از ۰/۵۱۲۷۴۶ تا ۰/۵۱۲۸۴۳ تغییر می‌کند و حداکثر اختلاف بین پیشینه و کمینه تنها ۱۷٪ درصد، تقریباً ۱۰ مرتبه کمتر از اختلاف معمول در ایزوکرون‌های Sm-Nd است. این تفاوت اندک تأثیر زیادی بر رگرسیون ایزوکرون و لزوماً سن محاسبه شده از روی شیب ایزوکرون می‌گذارد و به همین علت این سن را نمی‌توان مستند تلقی کرد.

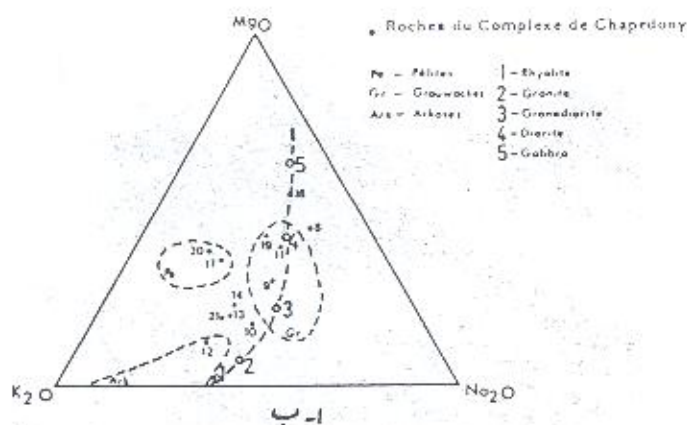
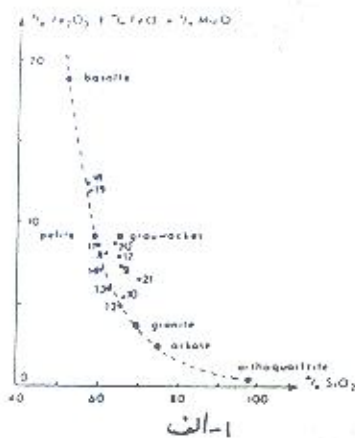
هر ۶ نمونه دارای ϵ_{Nd} مثبت‌اند که معرف منشأ آن‌ها از حبه‌فیرشده‌ایزوتوپی (Depleted Mantle) است. براین اساس، تانو (1992) AEOL & BRIUG، با استفاده از مدل حبه‌فیرشده از REE (John 1987) سن ۶ نمونه را ۹۸۴-۷۰۴ میلیون سال محاسبه کرده است که میانگین TDM برابر ۸۷۳/۵ میلیون است و انحراف از معیار در آن ۳۹/۹۹۸ میلیون سال است. گروه چن ژولی و همکاران (BRIUG, 1992)

داده و آمفیبولیت‌های موجود در مجموعه‌های دگرگونی چابدونی و بنه‌شورو همان میان‌لایه‌های بازالتی در سازند ناتک هستند.

سن سازند ناتک و تکوین پلاتفرم پروکامبرین

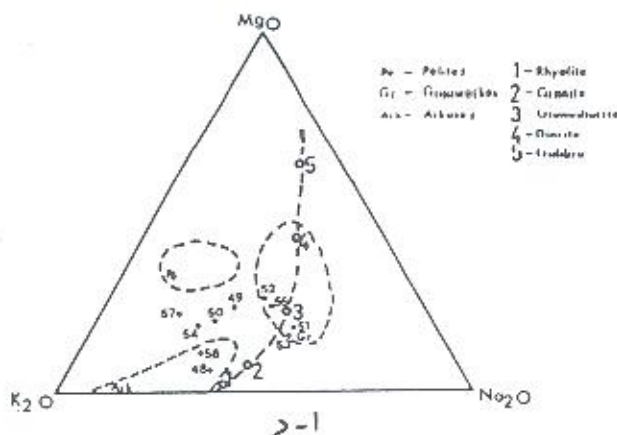
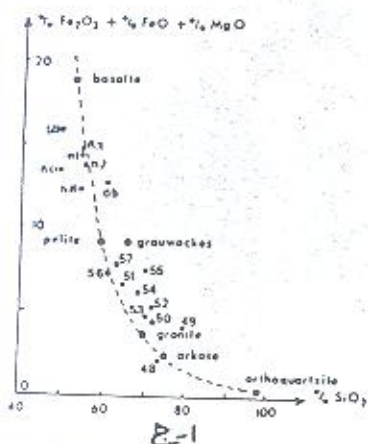
در آغاز پروتروزوئیک پسین (قبل از ۷۵۰ میلیون سال) عاصنگاهی از نوع پلاتفرم شکل می‌گیرد و در آن سری یکنواختی از رسوبات نوع پلاتفرم هشته می‌شود. بخش زیرین این رسوبات دانه‌درشت‌تر است و به سمت بالا به دانه‌ریز گرایش می‌یابد و مقدار مواد رسی در آن فزونی می‌گیرد. در تمام طول عمر این پلاتفرم و قبل از ریفتی شدن، فعالیت‌های آتش‌فشانی ضعیفی با ماهیت بازالتی و ریولیتی روی می‌دهد.

نتایج سن‌یابی ۶ نمونه کامل از سنگ بازالتی سازند ناتک به روش Nd/Sm سن ایزوکرون ۹۶۶±۶۵ میلیون سال بوده است (سامانی

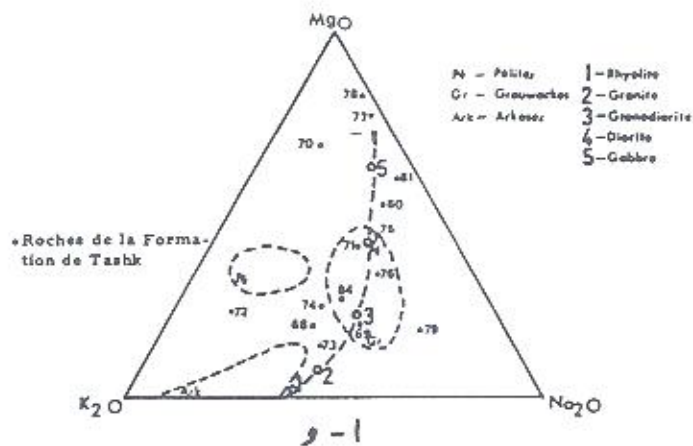


• Roches du Complexe de Boneh Shurow

• Roches du Complexe de Boneh Shurow



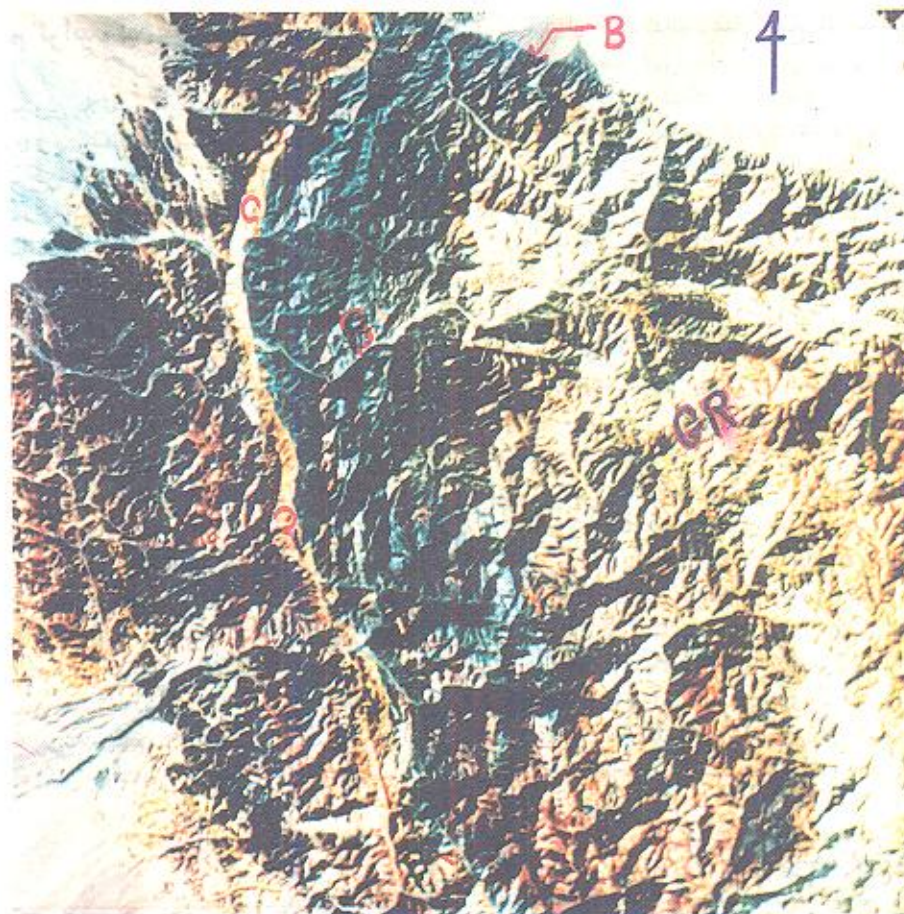
• Roches de la Formation de Tashk



- Diagramme Al_2O_3/Fe_2O_3 total + TiO_2 + CaO (La Roche, 1965)

نگاره ۱- همسانی ترکیب شیمیایی و لیتولوژی سنگ‌های کمپلکس‌های بنه‌شورو، چاپدون و سارند تاشک
Haghipour (1978) اقتباس از





عکس ۲- منطقه چادرملو

GR - گرانیت، B- سازند نانک متاسماتیت شده (بقایای سازند نانک به رنگ آبی دیده می‌شود).
C - دایک متاسماتیت و اندکی مرمر (به رنگ سفید).

Elem. Sample NO	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
BR1	12.00	31.10	2.99	13.50	4.07	1.30	4.49	0.65
BR2	9.10	25.10	2.73	13.10	4.00	1.47	4.20	0.78
	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	
	3.60	0.76	1.90	0.30	1.87	0.30	16.20	
	4.40	0.85	1.96	0.30	1.52	0.29	19.00	
	REE	LREE/HREE	(La/Lu)Cn	Eu/Eu*	Eu/Sm			
BR1	78.83	4.68	2.24	0.36	0.11			
BR2	69.72	3.90	3.87	1.02	0.32			

جدول ۱- مشخصات عناصر نادر خاکی در بازالت‌های سازند نانک (نقل از 1992 AEIOI & BRIUG)

(AEIOI & BRIUG) برای باورند که سن 80 ± 87 میلیون سال (خطا برای 10%) برای بخش بالایی سازند نانک صحیح‌تر است. اصولاً مقادیر Sm, Nd در تغییرات و رخدادهای زمین‌شناسی تغییری نمی‌پذیرند و حتی دگرگونی از درجات بالا نیز تأثیر چندانی بر آن‌ها ندارد. بدین لحاظ سن محاسبه شده را می‌توان سن مستندی دانست. میزان عناصر نادر خاکی (REE) دو نمونه از بازالت مذکور برابر $REE = 69.72-78.83$ گرم در تن بوده و مقادیر La/Lu حدود $3.87-3.04$ و Eu/Sm برابر $0.37-0.32$ است. براین اساس می‌توان این بازالت‌ها را از نوع تولیتی و بسیار نزدیک به تولیت اقیانوسی قلمداد کرد (جدول ۱).
مقدار ایزوتوپ ^{18}O در این نمونه‌ها 8.65 تا 9.97 یعنی بیش از سنگ‌هایی است که از جبهه منشأ می‌گیرند بدین لحاظ شاید اختلاطی با پوسته‌اولیه (پوسته‌ای به سن ۱ تا $1/3$ میلیارد سال) روی داده باشد.

کهن‌ترین ماگماتیسیم گرانیتوئیدی در ایران

کهن‌ترین مرحله نکونین پلاتفرم آغازی ایران مرکزی با نفوذ توده‌های ماگمایی اسیدی و متوسط توام است. در ناحیه اورانیوم‌دار ساغند، توده‌ای با ترکیب گرانودیوریت در سازند نانک نفوذ کرده است که منسوب به این رخداد است. این توده از مناسباتیسم پان افریکن متأثر شده و تغییرات کانی‌شناسی به عود دیده است. ۶ نمونه زیرکن از این توده برای سن‌یابی مورد مطالعه قرار گرفته (1992 AEOL & BRIUG) و سن رادیو ایزوتوپ به روش U-Pb برای آن‌ها محاسبه شده است (سامانی ۱۳۷۱، صفحه ۳۹).

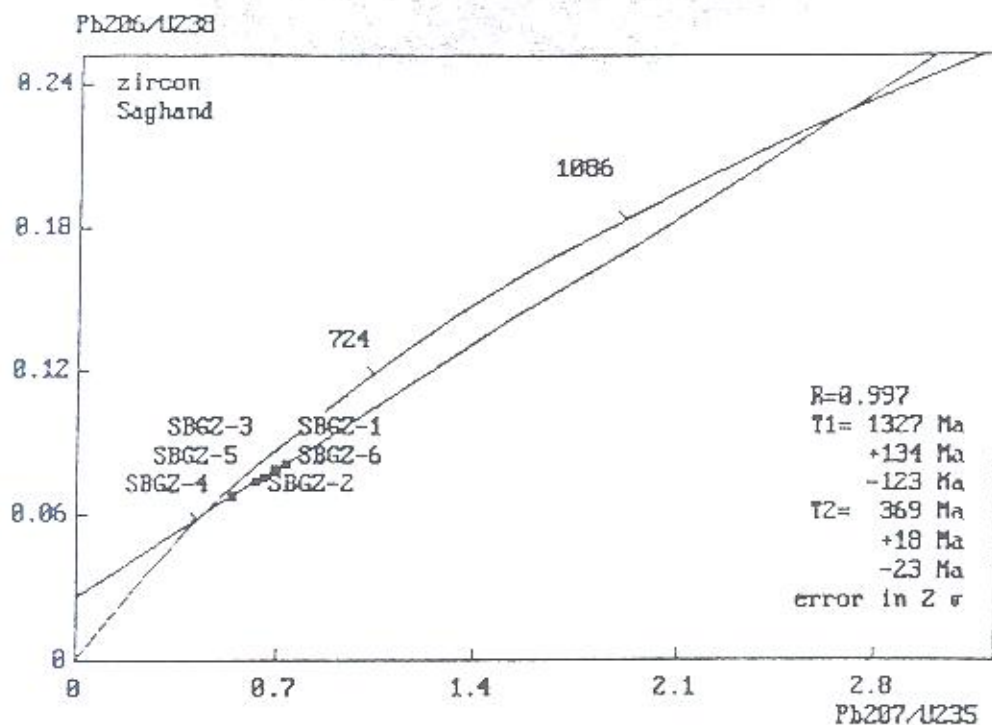
همان گونه که در نگاره ۲ ملاحظه می‌شود، نمونه‌ها در حدود نقطه تقاطع پایین تجمع یافته‌اند این وضعیت می‌تواند معلول تغییراتی باشد که احتمالاً به واسطه پدیده‌های بعدی - یعنی حوادث تکتونو-نرمال بان افریکن تا آلی - در توده مورد بررسی روی داده‌اند. اگر توده گرانودیوریت فقط از یک مرحله ساختاری آسیب دیده باشد، تقاطع بالایی (T1) زمان تشکیل سنگ را نشان خواهد داد، و تقاطع پایین (T2) رخداد بعدی را معرفی می‌کند؛ و اگر زیرکن‌ها بیش از یک بار آسیب دیده و متحمل رخداد شده باشند، سنین T1 و T2 هر دو ممکن است از مقدار حقیقی منحرف شوند.

گرانودیوریت ممکن است از ذوب شدن دوباره پوسته کهن به وجود آمده باشد. در این صورت، سیستم U-Pb پیشین موجود می‌تواند با زیرکن مخلوط گردد. در این حالت، اگر زیرکن Pb خود را پس از

تشکیل از دست نداده باشد، تقاطع بالا معرف سن تشکیل پوسته کهن است، و تقاطع پایین زمان تشکیل زیرکن را به دست می‌دهد. اما اگر Pb زیرکن پس از تشکیل، دستخوش تغییر و رهایی شده باشد، سنین به دست آمده با سن واقعی متفاوت خواهند بود.

از آن جا که مهم‌ترین حادثه تکتونو-نرمال در اواخر مزوزوئیک - سنوزوئیک روی داده و تمرکز نمونه‌ها در نمودار Pb-Pb عموماً در محل تقاطع پایین جای دارند، می‌توان گفت که اختلاط پوسته قدیمی بسیار اندک بوده و عموم زیرکن‌ها در شرایط زمین‌شناسی خاصی تشکیل شده‌اند. ایزوکرون Pb-Pb سن 749 ± 97 میلیون را با همبستگی $R = 0.9992$ نشان می‌دهد که از لحاظ تئوری این سن را می‌توان مناسب مدل ایزوکرون شمرد. نقطه تقاطع بالای ایزوکرون سن ۱۳۲۷ میلیون سال را نشان می‌دهد که می‌توان منطبق با تشکیل اولین پوسته باشد.

این توده گرانودیوریتی دارای $REE = 203.44$ گرم در تن و 8.05 $Eu/Sm = 0.16$ (La/Lu) Cn = ۱۹۸۵) به زعم کالرز و همکاران (Continental margin-type) - (Cullers et. al. ۱۹۸۵) است. مقدار درصد O^{18} برابر ۹.۰۳ در نمونه بوده که معرف گرانیتوئید «نوع ۰» نرمال است و می‌تواند از گروه «۰» یا Transitional crustal syntectic type به حساب آید مقدار نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ روی آبائیت نمونه‌های گرانودیوریت برابر ۰.۷۰۸۵۲۴ است که بیش‌تر از مقدار معمول برای آن زمان یعنی $(\pm KR) = 0.703616$ می‌باشد مقدار ϵ_t محاسبه شده ۶۹.۸+ است. این مقادیر نشان می‌دهند



نگاره ۲ - Concordia plot for zircons from granodiorite

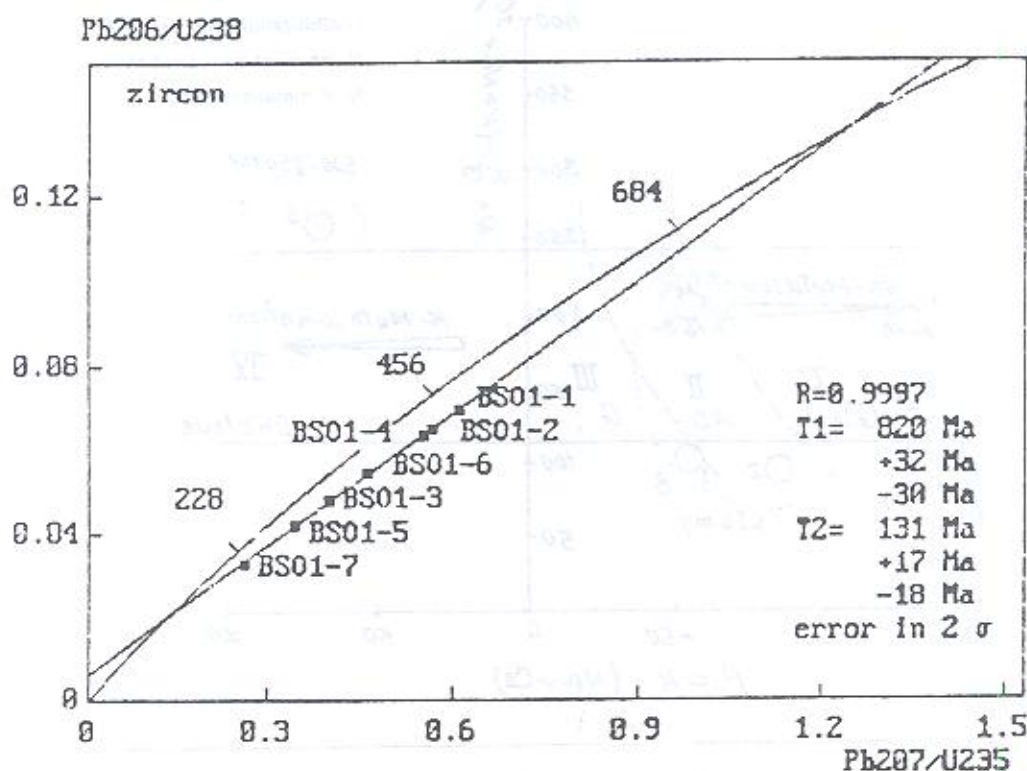
۲- قطعات ناجور و پراکنده‌ای از گرانیت سفید تا صورتی دارای فلونورین در داخل عضو یک سازند ساغند وجود دارد. رخ‌نمون تغذیه کننده این کنگلومرا هنوز شناخته نشده است، ولی ترکیب شیمیایی آن سرشتی بسیار قلیایی از نوع پتاسی را نشان می‌دهد. احتمال دارد که این قطعات هم‌ارز توده گرانیتی منطقه کوه سرپیر (مورد یک) باشند.

۳- در کوه سرهنگی (نقشه زمین‌شناسی فردوس)، رخ نمونی از توده گرانیتی وجود دارد. سهندی و همکاران (۱۹۸۲) روی این توده تجزیه‌هایی را انجام داده‌اند. تحلیل ترکیب شیمیایی آن‌ها، بروز پدیده متاسماتیسیم سدیم را روی آن نشان می‌دهد، ولی از سن مطلق آن اطلاعی در دست نیست.

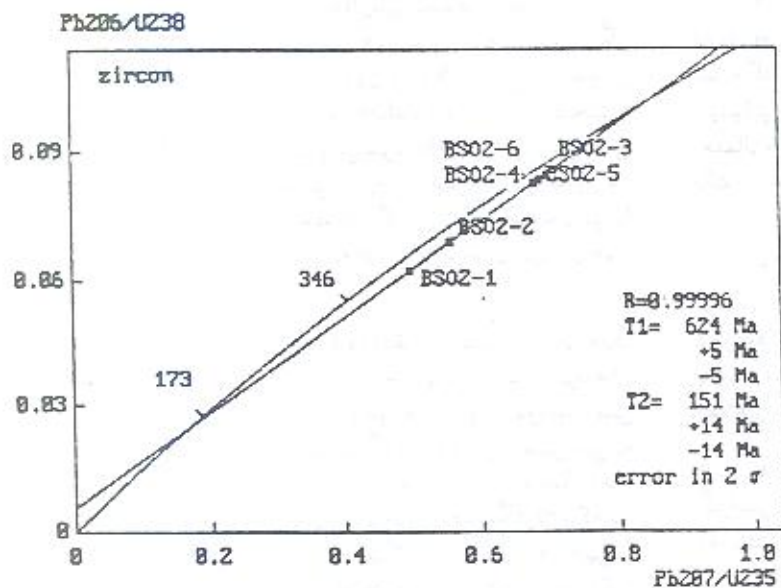
۴- در منطقه تکنتار (سازمان زمین‌شناسی کشور) توده‌ای گرانیتی وجود دارد. اقداماتی که برای تعیین سن زیرکن‌های نمونه (دریافتی سامانی از سهندی ۱۹۹۲) از گرانیت مذکور به عمل آمده سن مطلق 624 ± 5 میلیون سال را نشان می‌دهد (نگاره ۴). نمودار Q-P گرانیت‌های مذکور برپایه نتایج آنالیز در نمودار ۵-۱ نشان داده شده است. همان گونه که از نمودار مذکور

که این توده‌ها در زمان تشکیل با پوسته قاره‌ای مخلوط شده‌اند. فرآیند تکوین اولین پوسته قاره‌ای، همانند موارد مشابه در دیگر مناطق کرفزمین، گسترش شرایط میوزئوسنکلیتالی و سکویی (Platform) است. درجه رسیدگی و Maturity پوسته با حجم و گستره توده‌های گرانیتی پتاسی معلوم می‌شود (Hu 1988). بررسی‌هایی که نگارنده و همکاران زمین‌شناسی سازمان زمین‌شناسی کشور در ایران مرکزی انجام داده‌اند وجود توده‌های گرانیتی و گرانودیوریتی با مشخصات مختلف را معرفی می‌کند که از آن میان موارد زیر درخور توجه و تأمل‌اند.

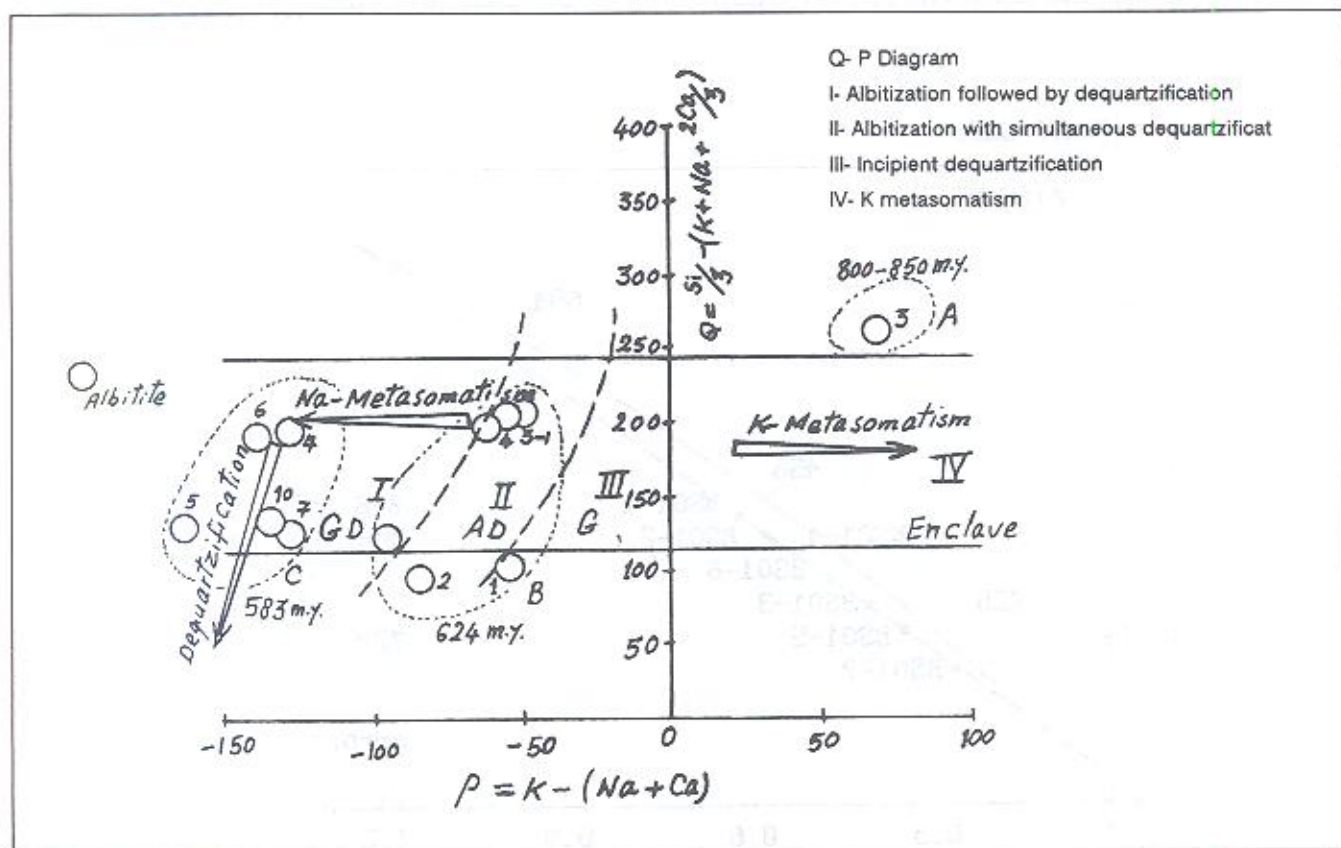
۱- در شمال خاوری ازبک کوه (نقشه زمین‌شناسی ورق فردوس، سازمان زمین‌شناسی کشور) دو رخ نمون بزرگ از توده‌های گرانیتی در کوه سرهنگی و کوه سرپیر وجود دارد. روی نمونه دریافتی سامانی که توسط سهندی از کوه سرپیر گرفته شده بود تعیین سن به روش ایزوتوپ سرب روی کانی‌های زیرکن و اورانیت به عمل آمده که سن مطلق 820 ± 30 میلیون سال را نشان می‌دهد (نگاره ۳) که در قیاس با سن توده‌های گرانیتی در ایران مرکزی از همه آن‌ها کهن‌تر می‌نماید. از ترکیب شیمیایی آن اطلاعی در دست نیست، ولی مشخصات عمومی آن، توده‌ای گرانیتی از نوع قلیایی پتاسی را نشان می‌دهد که در هر صورت مستلزم مطالعه و بررسی دقیق‌تر است.



نگاره ۳- Concordia plot for zircons from granite



نگاره ۴- Concordia plot for zircons from granite



نمودار ۵-۱- تغییر ترکیب شیمیایی و نوع دگرسانی در توده‌های گرانیتی پرکامبرین

صورت کافتی شدن بروز می‌نماید.

ج (توده‌های گرانیتوئیدی عموماً قلیایی (سدیک- پتاسیک)، که فرآیند متاسماتیسزم سازند نوع ریفتی ساغنداند و همزاد توده‌های آلکلیتی به شمار می‌روند و سنی‌کهن‌تر از ۵۸۳ میلیون سال دارند (سامانی ۱۳۷۱، صفحه ۴۰). این رخداد آخرین مرحله گرانیتی شدن (قاره‌ای شدن) پوسته ایران زمین به شمار می‌رود که در پی آن شرایط قاره‌ای- سکویی بر آن حاکم می‌گردد و بستر رسوبات پلاتفرمی- قاره‌ای کامبرین زیرین به حساب می‌آید.

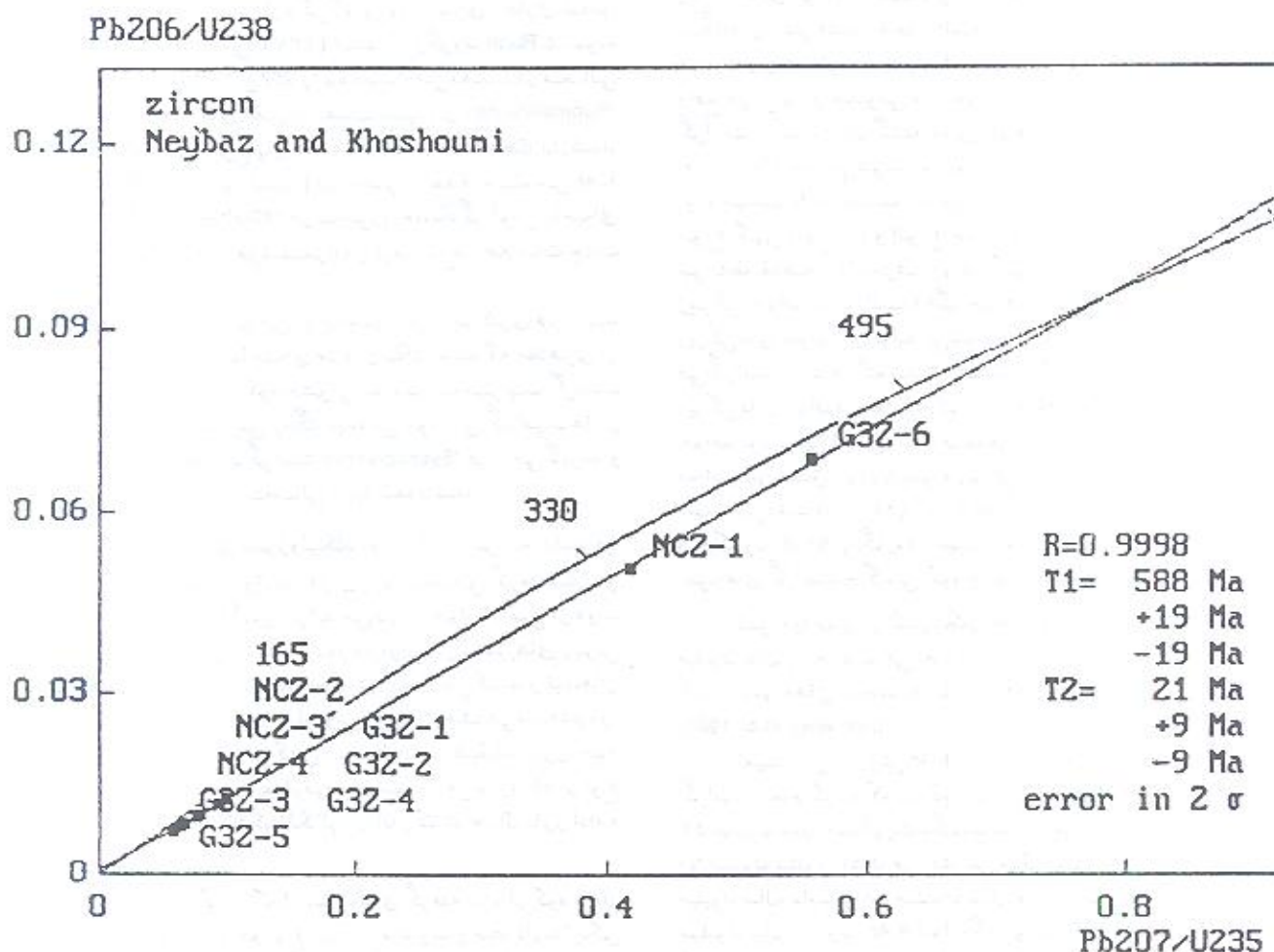
دگرگونی سازندهای مختلف در ایران مرکزی

منطقه ایران مرکزی در زمان کیمبری آغازی تا ائوسن دستخوش تغییرات و متحمل حوادث متعددی می‌شود که حاصل آن دگرگونی ناحیه‌ای همراه با گسله‌شدن و فعالیت‌های ماگمایی است. تعداد و

استنباط می‌شود، به طور کلی سه تیپ گرانیت متفاوت می‌توان معرفی نمود:

الف (گرانیت پتاسی (قطعات گرانیتی در قاعده‌سازند ساغند)، که دستخوش دگرنهادی نشده و به نظر می‌رسد کهن‌ترین گرانیت جای گرفته در پوشش اولین پوسته قاره‌ای ایران زمین باشد. سن این گرانیت‌ها حدود ۸۰۰-۸۵۰ میلیون سال است و هم‌ارز گرانیتزاسیون لوفیلی (Salop 1983) در قاره گندواناست.

ب (توده‌های گرانیتی (سدیک - پتاسیک)، با سن مطلق حدود ۷۵۰ تا ۶۲۵ میلیون سال، که میرشتی از گرانودیوریت تا گرانیت دارند و در خاستگاهی از نوع حاشیه قاره‌ای جای گرفته‌اند. گرانیت دوران (Stocklin 1972) و گرانیت سفید (Haghipour 1978) متعلق به این حادثه ماگمایی است و ممکن است فرآیند خیزش جبهه و متاسماتیسزم پوسته‌ای در پرکامبرین پسین باشد که اوج فعالیت آن به



نگاره ۵- Concordia plot for zircons from granite, and gneiss- granite of Khoshouni and Neybaz

تکرار حوادث کوه‌زایی از خاصه‌های این رخدادها است. دگرگونی‌ای را که در این منطقه روی داده می‌توان به دو نوع اصلی، یعنی:

۱) دگرگونی ناحیه‌ای از درجه متوسط - پایین در چرخه کیمیری، و

۲) دگرگونی ناحیه‌ای از درجه بالا در انوسن طبقه‌بندی کرد.

۱) دگرگونی از درجه متوسط - پایین در تریاس فوقانی: این حادثه زمانی روی می‌دهد که آغاز شکل‌گیری و به وجود آمدن ثنوتیس در پلاتفرم ایران زمین به شمار می‌آید در زمان این حادثه شارحرارتی چندان بالا نیست و به همین علت فرآیند گسترده‌ای ندارد. تنها دگرگونی‌ای ضعیف تا متوسط روی می‌دهد که رخ‌نمون آن‌ها در کوه بنه‌شورو و کوه تاشک دیده می‌شود و در حد رخساره‌شناسی، اسلیت، و مرمر است. در سمت خاور شدت دگرگونی به مراتب کم‌تر است، ولی در کوه نی‌باز و کوه خشومی، به سبب تأثیر دگرگونی درجه بالای بعدی (ترسیر)، دگرگونه‌های قبلی دستخوش تغییر گشته‌اند و به همین لحاظ مشخصه دگرگونی پیشین چندان قابل تشخیص نیست. اما در شیت هنوز وجود دارد.

سنگ‌های اصلی متأثر از دگرگونی در کیمیری آغازی شامل ناتک و سازند ساغند (سامانی ۱۳۷۲) است. ایزوکرون Rb/Sr ۵ نمونه کامل سنگ سن $207 \pm 17 \text{ Ma}$ را به دست می‌دهد باز فعالی (Rejuvenation) گسله‌های تقریباً نصف‌النهاری (Submeridional) فرآیند عمل گسله‌های نوع پاره کننده (Detachment faults) بازشدن حوضه مزوزوئیک (اقیانوس تیس) در باختر منطقه است. سن K-Ar سنگ‌های دگرگونی 180-220 Ma در بنه‌شورو حادثه دگرگونی ناحیه‌ای کیمیری را نشان می‌دهد (هوشمندزاده و دیفن باخ، اطلاعات چاپ نشده).

نفوذ توده‌های گرانیتی در باختر ایران مرکزی فرآیند پدیده کشش (Extension) ناحیه‌ای مزوزوئیک است که مظاهری از آن‌ها در کوه پشت بادام و کوه خشومی به صورت بی‌پوشی گرانیت (گاهی مسکویت) صورتی رنگ دیده می‌شود. این گرانیت‌ها در دیپاگرام 2APF در منطقه سینوگرانیت (Syenogranite) قرار می‌گیرند و ممکن است از آناتکسی پوسته‌سیالی تولید شده باشند.

۲) دگرگونی درجه بالای سنوزوئیک: در زمان انوسن، به علت فرا رانده شدن پوسته اقیانوسی ثنوتیس در زیر پوسته شکل گرفته قبلی، و بر اثر نفوذ به جبهه فوقانی ماگمایی تولید می‌شود و مواد حاصل از ذوب مواد و رها شدن آب کانی‌ها، ناقل شارحرارتی در بخش‌های زیرین پوسته می‌شوند و دگرگونی شدید ناحیه‌ای ایجاد می‌کنند و توده‌های بزرگ گنیس - گرانیت را در چپ‌دونی، نی‌باز، خشومی، بنه‌شورو، و... می‌سازند ماگمای حرکتی در نهایت از طبقات روی خود خارج می‌شود و کمریند و لکانوپلوتونی ترسیر را می‌سازد که از نوع کناره قاره‌ای و باصفت کالکوالکالین از انارک تا جبال بارز ادامه دارد.

در کانی‌های سنگینی که از نمونه‌های گرفته شده از کوه نی‌باز و کوه خشومی جدا شده‌اند دو نوع زیرکن متفاوت وجود دارند: یکی زیرکن بنفش - صورتی، و دیگری بی‌رنگ - زرد (در کوه نی‌باز) و زیرکن صورتی کمرنگ و زرد بی‌رنگ (در گرانیت خشومی).

اختلاف بسیاری بین زیرکن صورتی - بنفش و انواع بی‌رنگ زیرکن وجود دارد، و به همین علت نوع اول، نوع «O» و نوع دوم، نوع «Y» نام‌گذاری شده است (چن ژویی و همکاران ۱۹۹۲). زیرکن نوع «O» عموماً درشت‌تر از نوع «Y» است، مقدار اورانیوم موجود در آن نسبتاً کم‌تر (496-498 PPM) است. حال آن‌که مقدار اورانیوم در انواع Y زیادتر (4134-2000 PPM) است (نگاره‌های ۵ و ۶). سن تعیین شده برای زیرکن‌های نوع «O» با هم همخوانی دارند، حال آن‌که سن نوع «Y» با آن‌ها مغایر است.

نقطه تقاطع بالایی خط نمودار کنکورديا (Concordia) برای مخلوط زیرکن‌های «O» و «Y» از کوه نی‌باز سن $633 \pm 18 \text{ Ma}$ را نشان می‌دهد (نگاره ۶) که منطبق با سن فعالیت ساب و لکانیک در سازند ساغند، و هم‌ارز سن اندازه‌گیری شده برای نمونه گرانیتی از گرانیت تکتار است. مشابه این وضعیت برای نگاره‌هایی که برای کوه خشومی ترسیم شده (نگاره ۷) وجود دارد که سن $567 \pm 4 \text{ Ma}$ را نشان می‌دهد. این سن معادل سن طبقات آتش‌فشانی است که برای سری معروف به دزو یا سری روی سازند ساغند محاسبه شده است. به عبارت دیگر، زیرکن‌های نوع «O» همان زیرکن‌هایی هستند که از بدو امر در سنگ‌های آتش‌فشانی وجود داشته‌اند.

در زمان انوسن، به واسطه متامرفیسم از درجات بالا، سنگ‌های واقع در نی‌باز و خشومی دستخوش تغییر بعدی شده و به گنیس و گرانیت - گنیس بدل گشته‌اند. زیرکن‌های نوع «O» نیز تغییر می‌کنند به نوع «Y» تبدیل می‌شوند. این نوع زیرکن‌ها در واقع مخلوطی از دو نوع سیستم U-Pb هستند به دین ترتیب، دو نوع زیرکن وجود دارد: انواع کهن (نوع O) و انواع جدید نوع (Y) و لذا در نمودار مربوطه نیز نقطه تقاطع بالا معرف زیرکن کهن، و نقطه تقاطع پایین معرف زیرکن جوان است. البته اگر حوادث جوان‌تری روی داده باشند، زیرکن‌های جوان‌تری تولید می‌شوند و سن نقطه تقاطع پایین به جوانی می‌گراید از آن‌جا که بخش عمده زیرکن‌ها از نوع کهن است، و زیرکن‌های جوان در مقایسه کم‌ترند، خطای محاسبه بسیار کوچک خواهد بود. بر این اساس، سن حادثه جوان حدود ۵۰ میلیون سال است و محاسبه سن مطلق روی ۸ نمونه زیرکن از نوع «Y» سن $52 \pm 5 \text{ Ma}$ را به دست می‌دهد (نگاره ۸) که کاملاً منطبق با سن 51 ± 5 Ma در ایزوکرون Rb-Sr (نگاره ۹) است که برای تمام سنگ (Whole rock) نمونه‌های گرانیت - گنیس کوه خشومی اندازه‌گیری شده است.

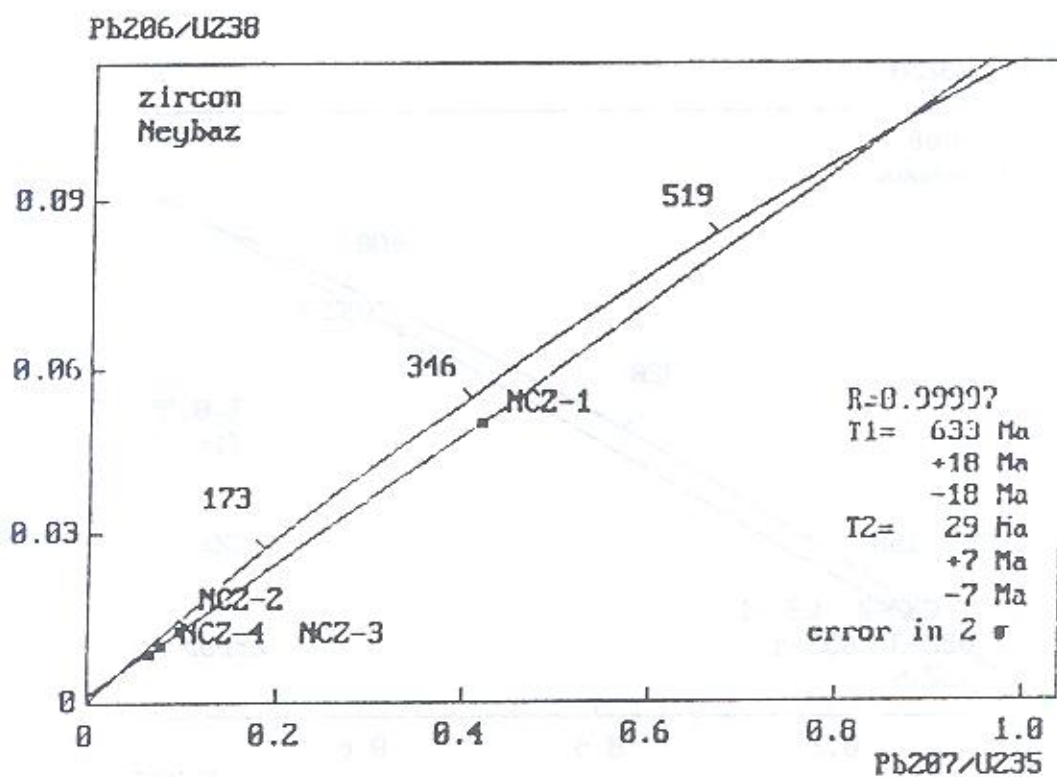
نمونه واحدی از کمپلکس چپ‌دونی سن K-Ar سن ۶۴ تا ۸۵ میلیون سال را به دست می‌دهد (دیفن باخ و همکاران، ۱۹۹۲) حال آن‌که در نمونه‌های متعدد ناحیه انارک، سن‌های زیر تعیین شده است (Romanko et al. 1984):

تعیین سن به روش K-Ar در کالی کافی روی توده مونزونیت - گرانیت انجام گرفته که در کوارتز سنیت ۵۳ میلیون سال، گرانیت ۵۳ میلیون سال، مسکویت پگماتیت ۵۶ میلیون سال، و مونزوگابرو ۶۰ میلیون سال را نشان می‌دهد. سن میکرودیوریت کوه گذارسیاه ۵۴ میلیون سال، داسیت ۴۸ میلیون سال، و داسیت پورفیر کوه غونی ۵۴ میلیون سال به روش K-Ar اندازه‌گیری شده است. توده گرانیتی در ۵ کیلومتری جنوب غرب مبارکی (منطقه انارک) سن‌های 47 ± 3 ، 56 ± 3 و 49 ± 3 میلیون سال (به روش K-Ar) دارد.

	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	²⁰⁶ Pb (%)	²⁰⁷ Pb (%)	²⁰⁸ Pb (%)	²⁰⁹ Pb (%)
NCZ-1	497.61	—	36.27	0.4423	67.6124	10.4972	21.5484
NCZ-2	2000.48	—	39.35	0.4950	85.1840	10.8490	23.4740
NCZ-3	4134.10	—	97.97	0.8026	51.5108	14.5913	33.0955
NCZ-4	2518.95	—	39.19	0.6141	59.2904	12.2475	27.8482

Age (Ma)

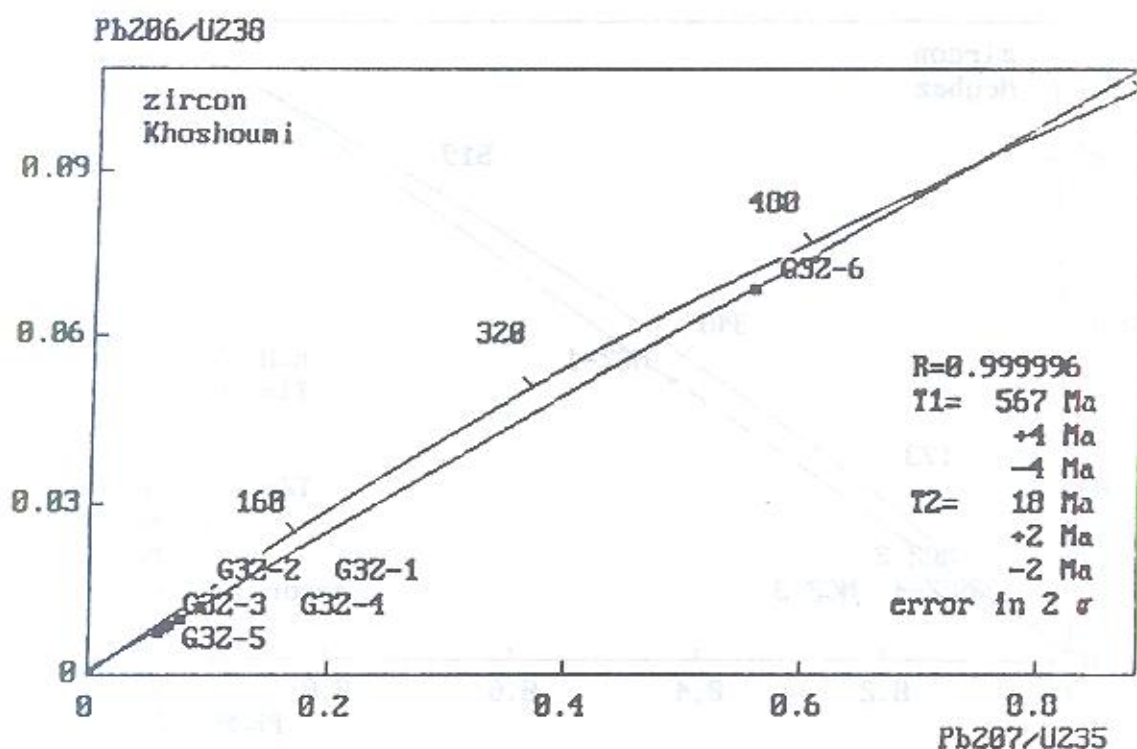
	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³² Th
NCZ-1	316	354	609	—
NCZ-2	82	95	429	—
NCZ-3	64	75	417	—
NCZ-4	55	64	406	—



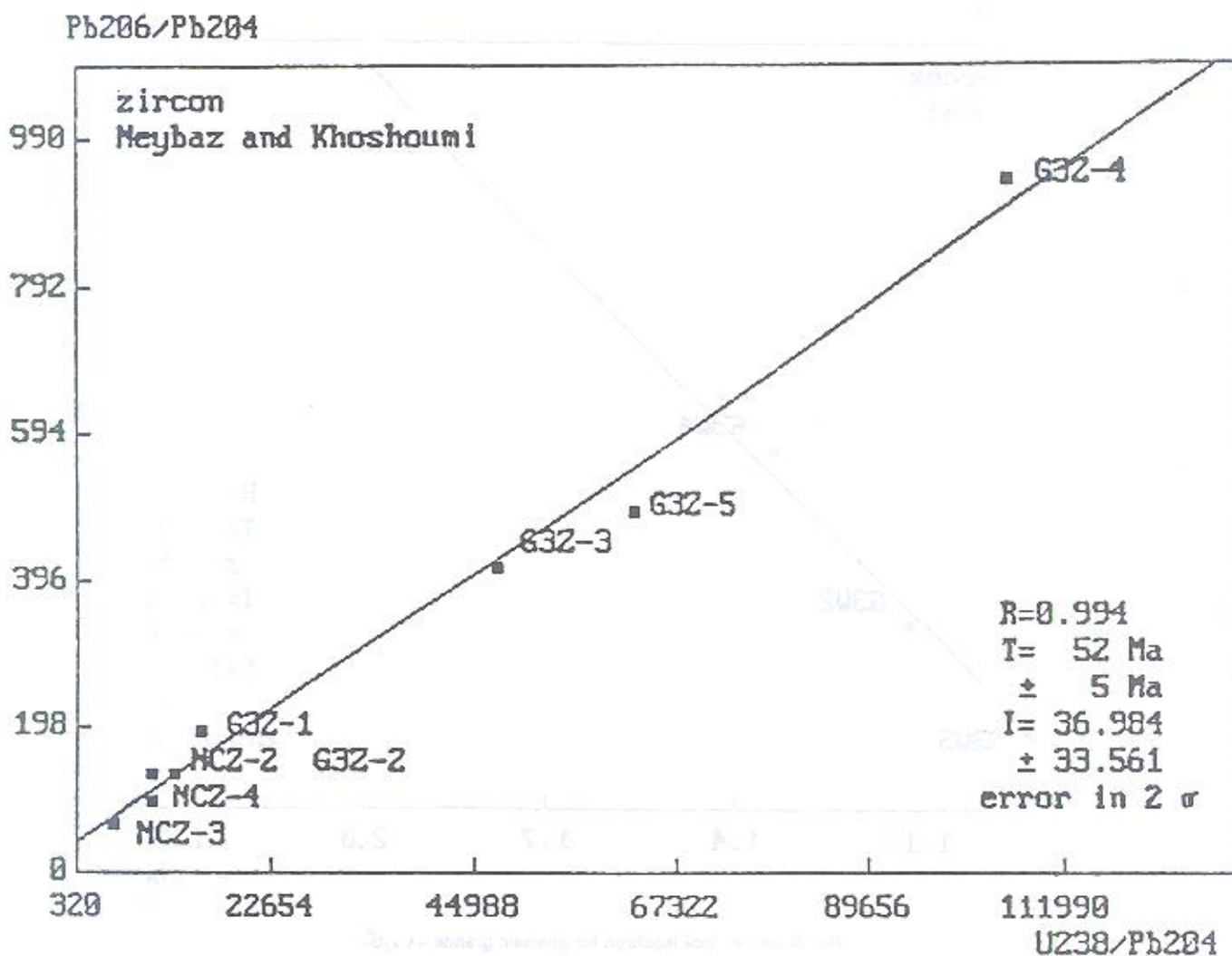
نگاره ۶- Concordia plot for zircons from gneiss

	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	^{206}Pb (%)	^{207}Pb (%)	^{208}Pb (%)	^{209}Pb (%)
G3Z-1	2398.01	—	36.71	0.3902	74.3039	9.8800	15.4261
G3Z-2	3198.46	—	47.57	0.5012	66.0221	11.0088	22.4681
G3Z-3	2936.90	—	27.27	0.1948	80.7861	7.2380	11.7813
G3Z-4	3094.74	—	27.99	0.0900	84.0093	6.0040	9.8970
G3Z-5	3015.60	—	25.19	0.1648	80.3210	6.8198	12.6945
G3Z-6	495.85	—	40.73	0.2224	76.9571	7.7122	16.1084

	Age (Ma)			
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$
G3Z-1	76	90	459	—
G3Z-2	63	74	439	—
G3Z-3	53	61	381	—
G3Z-4	56	65	444	—
G3Z-5	48	56	406	—
G3Z-6	428	450	562	—



نگاره v- Concordia plot for zircons from gneissic granite



نگاره ۸- U-Pb isochron for Y type zircons from gneiss and gneissic granite

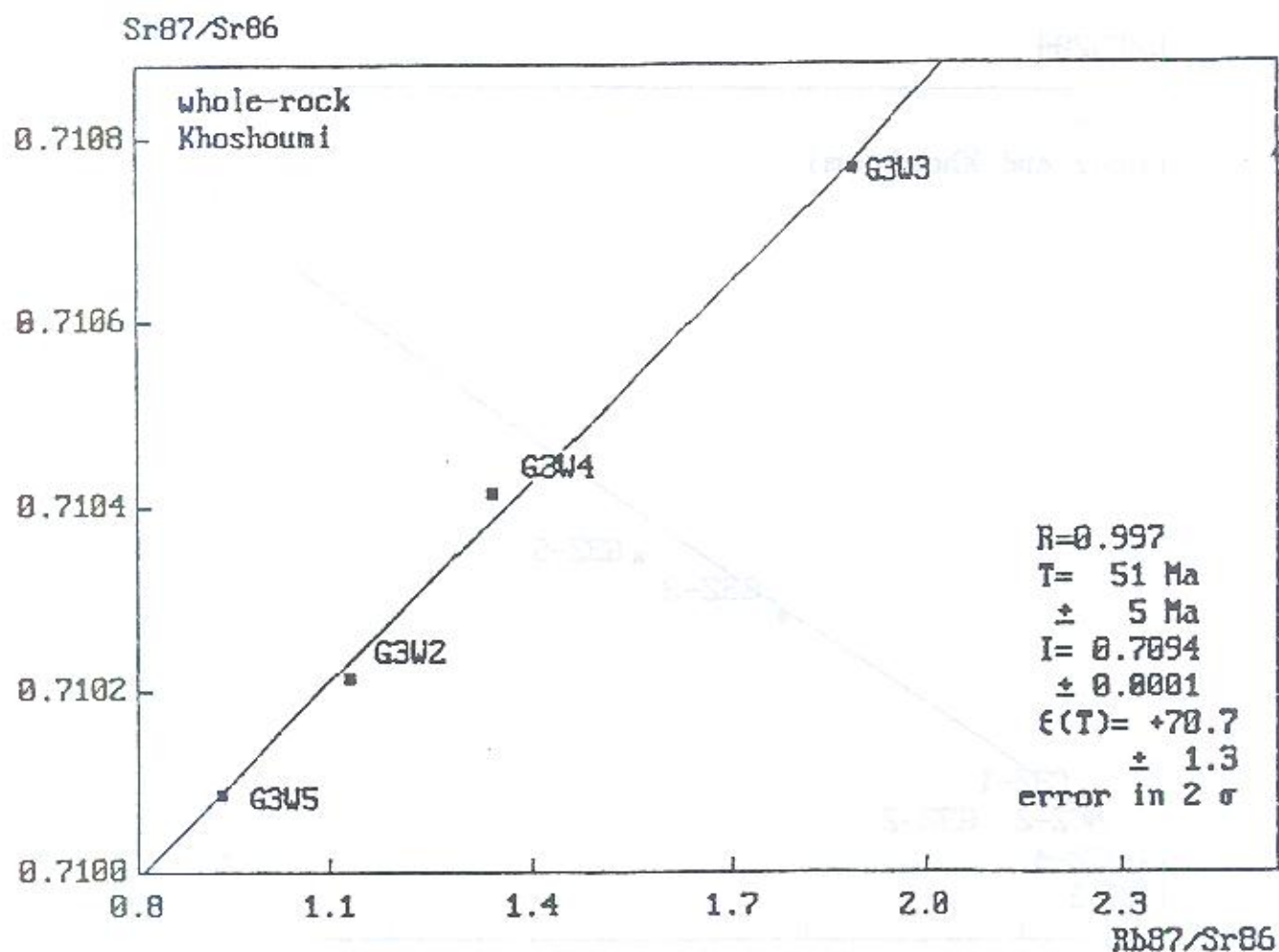
خود گرفته است. سازند ناتک، با ترکیبی از طبقات تخریبی - رسوبی، فرآیند این آرامش است. همزمان با فعال شدن و گسیخته شدن پوسته زمین در پرکامبرین پسین، همانند دیگر مناطق متأثر از این حادثه در ابرقاره گندوانا، ایران مرکزی محل ایجاد ساختارهای ریفتی می شود. کافت (های) ایجاد شده مشخصاتی دارد که اهم خاصه های آن از این قرارند:

(۱) این کمربند ریفتی ترکیبی از یک سری گسله های تقریباً موازی در راستای شمالی- جنوبی دیده می شود. این گسله ها عموماً از نوع نرمال با شیب تندند که در محدوده بین گویر خور- دره انجیر در

بر اساس آنچه ذکر شد ملاحظه می شود که ماگماتیسم منتج از چرخه دگرگونی آلیپی (ترسیری آغازی) نه تنها در نی باز و خشومی، بلکه در مقیاس ناحیه ای نیز صورت گرفته است. این ماگماتیسم معلول فروانش و هضم پوسته اقیانوسی تنیس کرتاسه در زیر پهنه ایران مرکزی با پوسته ای از زمان پرکامبرین است.

کافتی شدن ایران مرکزی در پرکامبرین

در اواخر پرکامبرین، ایران مرکزی وضعیت نسبتاً آرامی به



نگاره ۱- Rb- Sr whole- rock isochron for gneissic granite

آن در این نوشتار خودداری می‌شود. در این روندها سنگ‌های دگرته‌ای (متاسماتیت) و آنچه به نام گرانیت زیرگان نامیده شده قرار دارند.

۳) سنگ‌های آتش‌فشانی - رسوبی در سیستم هورست و گرابین این کمربند جای گرفته‌اند و عموماً شامل شیل، سیلتستون، ماسه‌سنگ، دولومیت‌اند که حاوی مواد توفی و خاکسترهای آتش‌فشانی است. بعضی از این واحد اصولاً توف و توفیت و حتی شیل‌های سیاه‌رنگ (میزبان سرب و روی در کانسار گوشک)‌اند.

۴) مراحل کافتی شدن را می‌توان به دو مرحله تقسیم کرد:

سوی باختر، و بهاباد- کوه بنان در سوی خاور جای دارند روندهای گسلیده تقریباً خاوری - باختری سیستمی از فراز و نشیب‌های متفاوت را به وجود می‌آورند. ترکیب حرکتی و جابه‌جایی‌های حاصل از گسله‌های خاوری- باختری نوعی خمش در روندهای شمالی - جنوبی به وجود می‌آورند و تعدب آن‌ها را به سمت باختر می‌نمایند. (شکل ۱).

۲) در امتداد و داخل حوضه‌هایی که با گسله‌های ژرف‌اند مجموعه‌ای از سنگ‌های رسوبی، گرمابی- شیمیایی، آتش‌فشانی، آذرآواری، تبخیری، و کربناته هشته شده است که بخش پایینی آن به نام سازند ساغند قبلاً معرفی شده (سامانی ۱۳۷۲) و از توصیف مجدد

مرحله اول منجر به تشکیل سازند ساغند می‌شود و ریفت متعاقب آن خاستگاه هشتن واحدهایی از طبقات آتشفشانی پتاسی، طبقات آهکی- دولومیتی، ماسه سنگ، شیل، و سنگ‌های تبخیری است که از آن به نام سری دزو می‌توان یاد کرد این دو سری ریفتی در مواردی مشخصات کاملاً متمایز از یکدیگر دارند که معرف نحوه و زمان تشکیل متفاوت آن‌هاست. مرز بالای سازند ساغند با طبقات ریفت ثانوی (دوم) دگرشیب است و حادثه متاسماتیسیم و گرانیتیزاسیون در این مرز متوقف شده است.

(۵) رسوبات گرمایی (Hydrothermal sediments) بارز در عضو سوم سازند ساغند و همچنین در سازند روی آن (سری دزو) گسترده است و ساختارهای لغزشی (Slump structures) و جریان واریزه‌ای (Debris-flow) در قاعده سری‌های ریفتی به وفور دیده می‌شود.

(۶) در سری‌های ریفتی، به خصوص سازند ساغند، متاسماتیسیم قلیایی و فرآیند آن، یعنی انواع سنگ‌های دگرسان شده، توسعه فراوان دارد. این پدیده شاخص محیط‌های کافتی است که در آن محلول‌های قلیایی در مراحل مختلف تشکیل می‌شوند و به درون فروهشته‌های آن راه می‌یابند و تغییراتی را در سنگ‌های پیرامون معبر محلول‌ها باعث می‌شوند.

(۷) تقریباً تمام منابع معدنی بلوک پشت بادام - بافق مانند آهن، مواد رادیو اکتیو، سرب، و روی، آپاتیت، عناصر نادر خاکی، و منگنز در سری‌های ریفتی مذکور قرار دارند. سازند ساغند میزبان آپاتیت، اورانیوم، توریم، و آهن است، حال آن که سری دزو میزبان فلزاتی مانند سرب و روی است.

براساس مطالعات انجام شده، نحوه تکوین زمین‌شناسی و ردیف رخدادهای ماگمایی و دگرسانی مؤثر برای مراحل اصلی و فرعی ریفتی شدن را در این ناحیه می‌توان به سه چرخه تقسیم کرد:

الف) ماگماتیسیم در ریفت اصلی: فعالیت ماگمایی کافتی شدن ایران مرکزی در زمان پرکامبرین پسین عموماً از گونه آتشفشانی دوگانه (Bimodal) به صورت گدازه‌های بازالتی و گدازه‌های بازی - حدواسط و سنگ‌های آذر آواری و برش است که در مواردی همراه با اسپیلیت و ریولیت و کوارتز کراتوفیر و توف ریولیتی نیز دیده می‌شود. آنالیز نمونه‌ها و بررسی‌های ژئوشیمیایی مبین آن است که بخش عمده سدیوم موجود در گدازه‌ها حالت توارنی ندارد، بلکه معلول متاسماتیسیم سدیوم است. میزان تغییرات ضخامت و حجم توده‌ها و گدازه‌هایی که ترکیب مختلف دارند، متفاوت است و از جایی به جای دیگر تغییرات شدیدی را نشان می‌دهند. در این نمونه‌ها مجموع عناصر نادر خاکی (REE) برابر ۸۲/۴۷ گرم در تن و $Eu/Sm = 0.34, (La/Lu) Cn = 2.69$ است که تعلق آن‌ها را به تولیت قاره‌ای نشان می‌دهد به سبب دگرسانی و متاسماتیسیم شدید سنگ‌های سازند ساغند، شناخت ترکیب و ماهیت اولیه سنگ‌های ولکانوژنی در مواردی بسیار مشکل است؛ به عنوان مثال وقتی نمونه‌هایی با مشخصات کوارتز دیوریت آنالیز شدند، از روی میزان عناصر نادر خاکی و نسبت‌های آن‌ها ملاحظه شد که علی‌رغم مشابهت‌های فعلی، در حقیقت تعلق به دو سری متفاوت داشته‌اند. نمونه‌ای با REE کم، یعنی حدود ۳۹/۸۱ و ۳.۰۳

- ۱) سنگ‌های آتشفشانی دوگانه (Bimodal)
- ۲) دگرته‌های شدید سدیوم
- ۳) غنی از LREE
- ۴) بالا بودن مقدار اکسیژن ۱۸

۵) بالا بودن نسبت اولیه $87Sr/86Sr$ در ایزوتوپ‌های استرنیم

۶) غنی‌ای بیش از اندازه REE, Th, U و کانی‌سازی آن‌ها

براساس صفات مذکور، همه‌شواهد حاکی از آن است که ماگماتیسیم منجر به هشتن سازند ساغند از یک جبهه‌باردار (Enriched Mantle) منشا گرفته و در بستری از نوع ریفت برجای هشته شده است.

ب) متاسماتیسیم قلیایی و تشکیل گرانیت زیرگان: در ایران مرکزی همواره از سنگ‌های گرانیتوئیدی روشنی تحت عنوان «گرانیت

زیرگان» در نوشتارهای مختلف یاد شده است. این توده‌های گرانیتوئیدی ظاهری کم و بیش مشابه، و گاهی ترکیب کانی‌شناسی نه چندان متفاوت دارند. آنچه که در نوشتار چن ژونی و همکاران (۱۹۹۲) لوکوگرنیت خوانده می‌شود اصولاً در منطقه اورانیوم‌دار ساغند و جنوب زیرگان (جاده قدیم زیرگان به بافق)، ترکیب کانی‌شناسی و بافت متفاوت دارد و به رنگ‌های خاکستری سفید، و در بخش‌هایی به رنگ صورتی و صورتی متمایل به زرد دیده می‌شود، گاهی فاقد کوارتز است. سنگ عموماً متشکل از فلدسپار است و گاهی کوارتز به صورت گرهک و نوار در آن دیده می‌شود. فاقد آثار تفریق است، و از کانی‌های تیره رنگ، بیوتیت را (به طور عمده) می‌توان نام برد که پراکندگی غیر یکنواخت دارد و در مواردی کاملاً به کلریت تبدیل شده است. آثار و بقایایی از سنگ‌های آتش‌فشانی میانه-بازی و آذرآوری در آن‌ها دیده می‌شود. مهم‌ترین کانی‌های این توده‌ها عبارتند از: فلدسپارتاسیم، کوارتز، و پلاژیوکلاز (الیگوکلاز $An=23-33$) که حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد کانی‌ها را می‌سازد. کربناتی شدن و هیدرومیکایی شدن در آن به وفور دیده می‌شود.

توده‌های گرانیتی ناحیه اورانیوم‌دار ساغند، چادرملو، و زیرگان از نوع لوکوگرنیت‌اند و گرانیت قلیایی آنومالی پرتوزای شماره ۹ ساغند و گرانیت نارینگان از نوع بیوتیت گرانیت هستند در بررسی پراکندگی REE در لوکوگرنیت ناحیه اورانیوم‌دار ساغند ملاحظه می‌شود که REE از $5/48$ تا $783/62$ گرم در تن متغیر است؛ نسبت LREE/HREE بین $1/32$ تا $1/36$ و دامنه تغییر Eu/Eu^* 0.90 تا 0.14 است. این تغییرات نشانه تفاوت ترکیب در توده به ظاهر همسان است. از آن جا که ترکیب سنگ‌های اولیه لوگوگرنیت احتمالاً طبقات آذرآوری، رسوبی و گدازه‌ای (اسیدی و بازی) سازند ساغند است، شاید تفاوت و تغییر معلول توارث REE از سنگ‌های اولیه باشد. همین وضعیت از نظر توزیع REE برای بیوتیت گرانیت نیز مصداق دارد و سرشت اولیه سنگ‌های سازنده بیوتیت گرانیت را سنگ‌های آتش‌فشانی میانه-اسیدی، یا ماسه‌سنگی، رسی، و احتمالاً گرانیتی قدیمی معرفی می‌کند. میزان O^{18} در لوکوگرنیت $11.73-10.09$ در بیوتیت گرانیت 11.23 است. این تشابه را می‌توان بدین پندار نسبت داد که این گرانیت‌ها فرآیند متاسماتیسیم سیالات گرم جبه‌اند که غنی از عناصر ناسازگار و O^{18} بوده است. مطالعه نمونه‌های زیرکن از لوکوگرنیت و بیوتیت گرانیت و نمودار کنکوردیای آن‌ها سن 583 ± 105 میلیون سال را به دست می‌دهد. حال آن که در سه نمونه زیرکن لوکوگرنیت در نمودار مشابه عدد 576 ± 253 میلیون سال حاصل شده است. این دو رقم همسانی و وحدت زمان تشکیل آن‌ها را نشان می‌دهد که همانا فرآیند متاسماتیسیم قلیایی در چرخه تشکیل گرانیت زیرگان است. باید یادآور شد که ساب و لکانیک جنوب زیرگان نباید با گرانیت زیرگان اشتباه شود، زیرا این توده جنس، سرشت، و زمان تشکیل متفاوت داشته و فرآیند پدیده‌ای ریفتی است که سن 85 ± 694 میلیون سال دارد. تنها بخش خاوری این رخ‌نمون لوکوگرات از نوع گرانیت دگرته‌ای است.

ج) ماگماتیسیم در ریفت فرعی و تشکیل سری دزو: بعد از

متاسماتیسیم گسترده و شدید کافت ساغند-اسفوردی موقتاً بسته می‌شود و کنگلومرای روی آن تشکیل می‌گردد و مدت کوتاهی بعد از آن چرخه جدیدی از کافتی شدن روی می‌دهد که فرآیند آن تشکیل ردیف و لکانوژنی-رسوبی-تبخیری-کربنات سری دزو است. این سری عموماً در خاور سازند ساغند گسترش دارد و در بخش جنوبی محور بافق-پشت بادام، گستردگی وسیعی را در ناحیه کوشک تشکیل می‌دهد. بخش زیرین سری دزو از سنگ‌های آتش‌فشانی میانه-اسیدی تا ریولیتی با میان‌لایه‌های آتش‌فشانی بازی تشکیل شده است. در بخش فوقانی این سری تناوب سنگ‌های رسوبی دانه‌ریز و توف اسیدی و سنگ‌های رسی و کربنات قرار دارند. لایه‌ای از شیل و سیاه‌رنگ حاوی پیریت، گالن و اسفالریت در حدفاصل میان توالی و لکانوژنی زیرین و توف اسیدی بالایی جای دارد که میزبان کانسار کوشک است و سن ایزوتوپی آن 580 میلیون سال، و سن فسیلی آن وندین تعیین شده است (هوشمندزاده، مذکره شخصی، ۱۳۷۲).

سری دزو وجوه تشابه زیادی با سازند ساغند دارد. هر دو سازند و لکانیسیم دوگانه (Bimodal)، سنگ‌های تخریبی-رسی و توفی دانه‌ریز و طبقات کربنات-تبخیری دارند ولی اختلاف و تفاوت‌هایی نیز میان آن‌ها وجود دارد: ۱- فعالیت آتش‌فشانی در سازند ساغند عموماً دوگانه با ترکیب میانه-بازی و میانه-اسیدی است، حال آن که در سری دزو ترکیب آتش‌فشانی میانه-اسیدی با سرشت پتاسی است و مقدار سنگ‌های میانه-بازی نسبتاً کم‌تر است.

۲- سازند ساغند از متاسماتیسیم بسیار شدیدی متأثر شده، به نحوی که تشخیص سنگ‌های اولیه را مشکل می‌نماید.

۳- در منطقه اورانیوم‌دار ساغند، مرز بین سازند ساغند با سری دزو حالت دگرشیب دارد و با طبقه کنگلومرای برشی قابل تفکیک است.

۴- کانی‌سازی در سازند ساغند غنی از عناصر ناسازگار (REE, Th, U) و آهن است، حال آن که در سری دزو کانی‌سازی‌های Cu, Pb, Zn و دیگر عناصر کالکوفیل روی داده است.

۵- تشکیل سازند ساغند در فاصله زمانی $750-583$ میلیون سال و سری دزو تقریباً از 583 تا 550 میلیون سال صورت گرفته است.

۶- نمونه‌های زیرکن گرفته شده از ریولیت‌های سری دزو سن 561 ± 73 را روی ایزوکرون Pb-Pb با $R=0.9995$ نشان می‌دهد که سن قابل قبولی است. نقطه تقاطع بالا رقم 999 ± 28 میلیون سال را دارد و منعکس کننده وجود پوسته سیالی کهن یا سن ۱ تا 113 میلیارد سال است.

سن رادیو ایزوتوپ تعیین شده برای شیل سیاه‌رنگ سولفوردار کانسار کوشک عدد 580 میلیون است و فسیل‌های وندین نیز در آن شناخته شده است. (هوشمندزاده، اطلاعات شفاهی).

نحوه پراکندگی REE در نمونه سنگ‌های آتش‌فشانی ریولیتی سری دزو خط نسبتاً همواری را نشان می‌دهد که در آن $4.54-3.34$ $LREE/HREE = 4.84-2.24$ است، حال آن که این ارقام برای سازند ساغند بسیار بزرگ‌تر می‌نمایند.

در اواخر چرخه تکتونو-ترمال پان آفریکن دوره حیات کافت مذکور خاتمه می‌یابد و شرایط سکویی قاره‌ای منطقه را فرا می‌گیرد. در این شرایط جدید، طبقات نوع پوشش سکویی و طبقات قرمز رنگ

قاره‌ای ماسه‌سنگ سازند لالون هشته شده است.

نتیجه گیری

از بررسی و مطالعه اطلاعات ماهواره‌ای، نمونه‌های ژئوکرونولوژی، ژئوشیمی، و مشاهدات صحرایی نتایج زیر را می‌توان عنوان کرد:

الف: کهن‌ترین سازند رخ‌نمون‌دار در ایران مرکزی، سازند ناتک با رخساره‌تشیب قاره‌ای است که از دگرگونی در حد رخسار شیبست سبز در پرکامبرین متأثر می‌شود و در آن توده‌های گرانیتی پتاسی، به سن ۸۲۰ میلیون سال، و گرانودیوریت به سن کهن‌تر از ۷۸۰ میلیون نفوذ می‌کنند این رخداد را می‌توان به کوهزاد لوفیلی در گندوانا منسوب کرد. سازند ناتک در بستری از پوسته‌سیالی (به سن ۱ تا ۱/۳ میلیارد سال) قرار دارد و خاستگاهی از نوع کرانه قاره‌ای داشته است.

ب: در زمان پرکامبرین پسین، با کافتی شدن بستر کهن، سازند ساغند با رخساره‌ریفیتی هشته شده است که دارای ماگماتیسیم با سرشت دوگانه، رسوبات گرمابی، و سنگ‌های آواری، آذر آواری و شیمیایی - رسوبی است. این سازند میزبان عمده کانسارهای آهن، مواد پرتوزا، و عناصر نادر خاکی و آپاتیت است. سن این سازند در محدوده بین ۷۸۰ تا ۵۸۳ میلیون سال است. دگرگونی گرمابی، دگرنهادی قلیایی، و ایجاد سنگ‌های متاسماتیکی از جمله رخدادهای بارز در این سازند به شمار می‌روند.

پ: کافتی شدن اصلی با توقف متاسماتیسم قدیم در ۵۸۳ میلیون سال متوقف شده، و کافت ثانوی در کناره و منطق با آن تشکیل شده است که جایگاه هشتن سری دزو است. ولکانیسم روی داده در این سری، سرشت پتاسی دارد و فرآیند ماگماتیسمی است که از جبهه‌ای سرچشمه گرفته که به تدریج غنای خود را از دست می‌دهد. است. مرز این سری با سازندهای کهن‌تر از نوع دگرشیب بوده و این سری میزبان کانسارهای سرب و روی (نوع کوشک) و آهن - منگنز (نوع نارینگان) است که در زمان وندین - کامبرین آغازی هشته شده است.

ت: پدیده کافتی شدن همزمان در ابرقاره گندوانا رخ داده و محصول خیزش جبهه است که توانسته ماگماتیسم از نوع غنی را به وجود آورد. فرآیند خیزش جبهه ایجاد کافت‌ها، پدیده متاسماتیسم و گرانیتی شدن پوسته و رسوبات روی آن است که تعلق به رخداد پان افریکن دارد.

ث: سازندها و کمپلکس‌هایی که به صورت مجرد و مستقل از آن‌ها تحت عنوان کمپلکس‌های دگرگونه (چاپدون، بنه‌شورو، و تاشک) نام برده می‌شود محصول دگرگونی دیناموترمالی (سیمیری Cimmerian) و میگماتیزاسیون و گرانیتیزاسیون ناشی از دگرگونی گرمابی (Thermal) در آغاز ترسیراست، که فرآیند پویایی تکتونوماگمایی پوسته ایران مرکزی و هضم پوسته اقیانوسی نتوتیس در زیر آن است.

References

- Adamia S. A., Lordkipanidze M. B., and Zakariadze G. S., 1977: Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of Caucasus, Tectonophysics 40 ; pp. 183- 199
- AEOT & BRIUG, 1992: Regional Evaluation and Target Area selection in Central Iran (unpub. Rep.), AEOT, Tehran, 326p.
- Aghanabati 1986: Geological Map of the Middle East, GSI, Tehran, Iran
- Berberian M. and G. C King, 1981: Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, Can. J. Earth



- sci. vol. 18, PP. 210- 265.
- Bozhko N. A. 1986: The evolution of the mobile zones of Gondwana and Laurasia in the Late precambrian, *Tectonophysics* 126, PP. 125- 135.
- Hurely, P. M. 1974: Pangeaic orogenic system *Geology* 2, PP. 373- 376
- Gass I. G. 1979: Evolutionary model for the pan- African Crystalline Basement. In *Evolution and Mineralization of the Arabian- Nubian Shield* I. A. G. Bulletin No. 3, Vol 1, PP. 11- 20, Pergamon press.
- Grant, N. K. 1969: The Late precambrian to Early paleozoic pan- African orogeny in Ghana, Togo, Dahomey and Nigeria, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80 PP. 45- 56.
- Haghipour A. , 1978: Etude geologique de la region de Biabanak- Bafq (Iran Central), *Petrologie et tectonique du socle precambrian et de sa couverture*, GSI, Rep. No 34
- Haghipour A., Valeh, N., pelissier, G., and M. Davoudzadeh, 1977: Explanatory text of the Ardekan quadrangle map, 1:250, 000 GSI, H8, 114p.
- Hushaokang, 1988: The main characteristics of Archean basement rock evolution and their relationship to uranium mineralization in the Northern China platorm, BRIUG, China, Unpublished, 19P.
- Huckriede, R., M. Kursten and H. venzlaff, 1962: Zur Geologic des Gebietes zwischen Kerman und Saghand (Iran), *Beih Geol. JB* vol. 51, 197 p.
- Kennedy. W. Q., 1964: The structural differentiation of Africa in the Pan-African (500 m.y) tectonic episode, 8 *Ann. Rep. Res. Inst. Afr. Geol.*, University of Leads, PP. 48- 49
- Kroner A., 1979: Pan- African mobile belts as evidence for a transitional tectonic regime from intraplate orogeny to paleo marginorogeny, in "Evolution and mineralization of the Arabian- Nubian shield" I. A. G. Bulltin No. 3, PP. 21- 38, pergamon press.
- Romanko E. (Editor), 1984: Outline of metallogeny of Anarak Area (Central Iran), V/O Technoexport TE/NO. 21, Geological Survey of Iran, Tehran, 138p.
- Sahandi M., Baumgartner, and Schmidt K., 1983: Contribution of stratigraphy and tectonics of the Zeber- Kuh Range (East of Iran) in Geodynamic project (Geotraverse) in Iran, Rep No. 51, GSI, PP. 185- 203
- Salop J. Lazarus, 1983: *Geological Evolution of the Earth During the Precambrian*, 495p., Springer- Verlag.
- Samani Bahram, 1988 a: Recognition of Uraniferous provinces from the precambrian of Iran, *KRYSTALINIKUM*, 19, PP. 147- 165.
- Samani Bahram, 1988 b: Metallogeny of precambrian in Iran, *precambrian Research*, vol. 39. No. 1- 2, PP. 85- 106.

- Stoeser D. B. and Elliott J. E., 1980: post- Orogenic peralkaline granites and associated mineralization of the Arabian Shield, Kingdom of Saudi Arabia in "Evolution and mineralization of the Arabian- Nubian shield", I. A. G. Bulletin No. 3, Vol. 4, PP. 1- 24, Pergamon press.
- Stocklin, J., 1968: Structural history and tectonics of Iran, a review, AAPG, vol. 59, PP. 1229- 1258.
- Stocklin, J., 1972: Iran central, septentrional et oriental, in lexique stratigraphique International, III, Fasc. Qb CNRS, Paris PP. 1- 283
- Stocklin J., 1974: Possible ancient continental margins in Iran, in the Geology of continental margins, edited by C. A. Burk and C. L. Drake, New- York, Springer PP. 873- 887.
- Weber Diefenbach K., Hushmandzadeh A, & Davoudzadeh M., 1992: Geology and Geochemistry of the volcanic rocks from the Saghand Area, Central Iran, (Unpublished).

کتاب نگاری

- سامانی، بهرام، ۱۳۶۸: «پدیده‌های زمین‌شناسی و کانی‌سازی اورانیوم در منطقه ساغند، (ایران مرکزی)»، مجموعه مقالات سمینار بررسی ذخایر و توان معدنی استان یزد، وزارت معادن و فلزات، صفحات ۱۹۰- ۲۳۳
- سامانی، بهرام، ۱۳۷۱: «معرفی سازند ساغند با رخساره‌ای ریفتی و جایگاه چینه‌نگاری آن در پرکامبرین پسین ایران مرکزی»، فصلنامه علمی علوم زمین، شماره ۶، صفحات ۳۲- ۴۵
- هوشمندزاده، عبدالرحیم، ۱۳۶۸: «مقدمه‌ای بر زمین‌شناسی ناحیه ییابانک- بافق»، مجموعه مقالات سمینار بررسی ذخایر و توان معدنی استان یزد، وزارت معادن و فلزات، صفحات ۳۴۲- ۳۷۱

سیاسگزاری

مؤلفین این مقاله لازم می‌دانند که از جناب آقای مهندس امراللهی معاون رئیس جمهور و رئیس سازمان انرژی اتمی ایران که همواره یاور و پشتیبان محققین بوده‌اند سپاس‌گذاری کنند
از جناب آقای مهندس آیت‌اللهی برای فراهم آوردن زمینه و امکان تحقیق قدردانی می‌گردد.
از آقای دکتر هوشمندزاده برای تبادل نظر علمی و از همکاران زمین‌شناس سازمان انرژی اتمی ایران (آقایان طالع‌زاده و معمار) برای همکاری تشکر می‌شود.

* سازمان انرژی اتمی ایران

** مرکز تحقیقات زمین‌شناسی اورانیوم پکن- چین

* Atomic Energy Organization of Iran, Iran

** Beijing Research Institute of Uranium Geology, China