



## Research Article

### Petrography, geochemistry and dating of the Seydal area granitoid bodies (South-east of Birjand), Southern Khorasan

Iman Araadfar<sup>1\*</sup> , Mohammad Hossein Zarrinkoub<sup>1</sup>, Seyyed Saeid Mohammadi<sup>1</sup>, Ebrahim Qolami<sup>1</sup>, Sun-Lin Chung<sup>2</sup>, Afsaneh Rashidpour<sup>1</sup>

1-Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

2-Department of Geosciences, National Taiwan University, Taipei, Taiwan

Received: 14 May 2023 Accepted: 10 Feb 2025

## Extended Abstract

### Introduction

The Seydal granitoid bodies is located in eastern Iran on the western boundary of the Sistan suture zone. This zone represents remnants of the lithosphere of an oceanic basin that formed through processes of continental collision and ocean closure. Numerous granitoid intrusions with varying ages, ranging from the Cretaceous to the Eocene, have been identified in this zone. The Seydal granitoid, situated near the village of Seydal, approximately 150 km southeast of Birjand, was previously described in studies as a plagiogranite, gneiss, and leucogranite with an Upper Cretaceous age. Based on new evidence suggesting a younger age for this intrusion, this study aims to investigate the petrography, geochemical analysis, and geochronology of the Seydal granitoid.

### Materials and Methods

The Seydal region lies in the northwestern part of the Sistan suture zone. This zone is characterized as an accretionary complex formed by the subduction of the Sistan oceanic lithosphere. The ophiolitic complex of the area, which consists of peridotite, gabbro, and basalt units, was intruded by magmatic activities during the Late Cretaceous and Early Eocene. The most recent magmatic activity in the region includes alkaline basaltic volcanism, which occurred during the Miocene to Quaternary period. Based on studies, the lithological units in the Seydal region are classified into four main groups:

1. Regional metamorphic rocks of Cretaceous age, including slate, phyllite, schist, and amphibolite, primarily exposed in the southern part of the area.
2. Ophiolitic mélangé complex of Cretaceous age, consisting of peridotite, gabbro, and basalt units.
3. Clastic and carbonate sedimentary units of Cretaceous (deep marine) and Eocene (shallow marine) age, including shale, sandstone, and carbonate rocks, which are widespread in the northern region and overlie the ophiolitic complex.
4. Seydal granitoid intrusion, which is approximately 19 km in length, with a NW-SE orientation, and intrudes into the ophiolitic and metamorphic units of Cretaceous age.

The Seydal granitoid is further subdivided into three main sections:

- Granodiorite section, which forms the largest unit of the intrusion and accounts for approximately 99% of its volume.
- Monzogranite section, occurring as small bodies along the boundary between the granodiorite and ultramafic units.
- Syenogranite section, appearing as a small intrusion in the northern part of the area near the boundary with ultramafic and granodiorite units.

**Citation:** Araadfar, I. et al, 2025. Petrography, geochemistry and dating of the Seydal area granitoid bodies, *Res. Earth. Sci.* 16(1), (1-23) DOI: 10.48308/esrj.2021.100784

\* Corresponding author E-mail address: Araadfariman@shahroud.ac.ir



This study began with a review of previous research and the analysis of satellite imagery, including ASTER, Sentinel-2, and Landsat-8. During fieldwork, 230 rock samples were collected from the area, and 123 samples were selected for the preparation of thin sections for petrographic analysis in the laboratory. Based on petrographic observations, 10 fresh samples (free of alteration and weathering) were selected for geochemical analysis. These samples were crushed and powdered before being sent to SGS Canada for chemical analysis using ICP (for major elements) and ICP-MS (for trace elements). The data were analyzed using GCDkit v5 software, and the regional geological map was prepared using ArcGIS v10.5.

To determine the precise age of the granodiorite unit, a sample was sent to the Institute of Geology and Geophysics in Beijing for zircon separation. Zircons were separated using heavy liquid and magnetic methods and then transferred to the National Taiwan University. A total of 57 large, euhedral zircon grains were embedded in epoxy and polished to a thickness of 20  $\mu\text{m}$ . Cathodoluminescence (CL) images were obtained to identify zones suitable for laser ablation. Uranium-lead (U-Pb) zircon dating was performed using the LA-ICP-MS technique with an Agilent 7500 LA instrument. The results were analyzed to construct concordia diagrams for geochronological interpretation.

## Results and Discussion

In the petrographic study of the granitoid bodies in the Seydal region, the rocks are classified into granodiorite and granite (monzogranite and syenogranite) based on modal analysis. The predominant texture in these rocks is granular, with additional textures such as myrmekitic, graphic, and perthitic also observed. These textures may indicate simultaneous growth from a melt, interaction between solid and melt phases, or immiscibility between two solids.

### Types of Granitoid Bodies and Petrographic Characteristics

#### 1. Granodiorite

Granodiorite represents the largest granitoid unit in the region and is characterized by its granular texture, medium grain size, and leucocratic nature. Poikilitic and myrmekitic textures are also observed in this unit. The primary mineralogical composition includes quartz, plagioclase, and potassium feldspar:

- **Plagioclase:** Occurs as euhedral to subhedral crystals with albite twinning, predominantly of oligoclase and andesine types, with partial sericitization in some cases.
- **Potassium Feldspar:** Includes orthoclase and microcline, displaying Carlsbad twinning, and is slightly sericitized.
- **Quartz:** Appears as anhedral to subhedral crystals with sizes ranging from 1 to 3 mm.
- **Ferromagnesian Minerals:** Comprise about 10% of the rock volume and include green biotite and hornblende.

Accessory minerals include sphene, zircon, and apatite. Sphene is observed as euhedral brown crystals, while zircon and apatite are seen as inclusions in other minerals. Secondary minerals include chlorite, epidote, and clay minerals.

#### 2. Monzogranite

The predominant texture of monzogranite is granular, with additional textures such as granophyric and myrmekitic appearing in some samples. The primary mineral composition includes:

- **Plagioclase:** Comprises 30-35% of the rock by volume.
- **Potassium Feldspar:** Predominantly orthoclase, occasionally microcline, with 30-35% volumetric abundance, typically anhedral.
- **Quartz:** Accounts for 20-25% of the rock by volume.
- **Ferromagnesian Minerals:** Includes biotite (1-3%) and muscovite (~8%).

In some samples, potassium feldspars have been altered to clay minerals, plagioclase to sericite, and ferromagnesian minerals to chlorite and epidote. Accessory minerals include apatite and zircon.

#### 3. Syenogranite

Syenogranite exhibits a predominantly granular and coarse-grained texture, with granophyric and graphic textures also present. The main mineralogical composition includes:

- **Potassium Feldspar:** Comprising 50-60% of the rock, primarily orthoclase with occasional microcline.
- **Quartz:** Anhedral crystals with undulatory extinction, making up 20-30% of the rock.
- **Plagioclase:** Represents 10-15% of the rock, predominantly oligoclase.

Ferromagnesian minerals include muscovite (3-8%) and biotite (<1%). Garnet crystals, a distinguishing feature of S-type granitoids, are also observed in this unit.

## **Mafic Enclaves in the Granitoid Bodies**

### **1. Mafic Microgranular Enclaves**

These enclaves are the most abundant type within the granodioritic bodies and mainly consist of plagioclase, hornblende, and quartz. Their sizes range from a few centimeters to 1 meter and are generally finer-grained compared to the host granitoid. Their mineralogical composition is similar to that of the granodiorite, but due to lower degrees of fractionation, they contain higher amounts of mafic minerals and less quartz. These enclaves likely originated from early-crystallized portions of the granitoid magma, which were subsequently transported to higher levels during the magma intrusion process.

### **2. Mafic Xenoliths**

Mafic xenoliths represent fragments detached from gabbroic bodies during the ascent of the granitoid magma. These xenoliths range in size from 2 to 10 cm and exhibit distinct boundaries with the host rock. Their main constituents are pyroxene and plagioclase, which have undergone extensive alteration and saussuritization, resulting in a fine-grained texture.

### **Geochemical Characteristics of the Granitoid Bodies**

Geochemical analyses using ICP and ICP-MS methods reveal that the granitoid samples from the Seydal region fall within the compositional range of granodiorite, monzogranite, and syenogranite. Granodiorites belong to the calc-alkaline series, while monzogranites and syenogranites are part of the potassium-rich calc-alkaline series.

### **Major and Trace Element Composition**

The granodiorites exhibit metaluminous characteristics, whereas monzogranites and syenogranites are peraluminous. Analysis of rare earth elements (REE) using chondrite-normalized and mantle-normalized spider diagrams indicates enrichment in light REEs (LREEs) and relatively lower enrichment in heavy REEs (HREEs) for granodiorites. Positive anomalies in Rb, Th, and Ce, coupled with negative anomalies in Nb, Ti, and Ba, suggest processes of crystal fractionation and partial melting in subduction-related tectonic settings.

### **Geochemical Diagrams Analysis**

Granodiorites of the region display characteristics consistent with arc-related granitoids associated with subduction zones. Negative Nb anomalies are attributed to crystal fractionation of amphibole, titanite, and rutile. Conversely, monzogranites and syenogranites show negative anomalies for Ba, Sr, and Ti and positive anomalies for Rb, Th, and La, confirming their crustal origin.

### **Magmatic Origin and Tectonic Setting**

Geochemical data suggest that granodiorites were derived from partial melting of amphibolitic rocks, whereas monzogranites and syenogranites resulted from partial melting of pelitic sediments. This difference in magmatic origin explains the variations in their geochemical compositions. Granodiorites exhibit characteristics of I-type granitoids, while monzogranites and syenogranites align with the S-type granitoid classification.

### **Geochronology**

To determine the crystallization age of the granodiorite body, a sample was subjected to zircon U–Pb dating. Zircons were separated using heavy liquids, and cathodoluminescence (CL) imaging revealed magmatic zoning within the zircon grains. The dating results indicate a crystallization age of  $54.3 \pm 0.7$  Ma (early Eocene), which is younger than the previously assumed Cretaceous age. A U/Th ratio of less than 1 in the zircons confirms their magmatic origin.

## **Conclusion**

The Seydal granitoid bodies, comprising granodiorite, monzogranite, and syenogranite, exhibit geochemical and tectonic characteristics associated with post-collisional active continental margins. These bodies formed after the closure of an oceanic seaway and the emplacement of oceanic lithosphere onto the continental margin, through processes of partial melting and crustal assimilation.

Granodiorites are derived from mafic sources (metabasalt), while monzogranites and syenogranites originated from pelitic sediments. Geochemical, petrographic, and geochronological evidence collectively highlights the Seydal granitoid body as an example of a post-collisional granitoid system, providing significant insights into the tectonomagmatic evolution of the region.

**Keywords:** Petrography, Seydal, Southeast of Birjand, Sistan Suture Zone, S- and I-type Granitoids.



## پتروگرافی، ژئوشیمی و سن سنجی توده‌های گرانیتوئیدی منطقه سیدال (جنوب شرق بیرجند)، خراسان جنوبی

ایمان آرادفر<sup>۱\*</sup> , محمدحسین زرین کوب<sup>۱</sup>، سید سعید محمدی<sup>۱</sup>، ابراهیم غلامی<sup>۱</sup>، سون-لین چانگ<sup>۲</sup>،

### افسانه رشیدپور<sup>۱</sup>

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه ملی تایوان، تایپه، تایوان

(پژوهشی) دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۰۲/۲۴ پذیرش نهایی مقاله: ۱۴۰۳/۱۱/۲۲

### چکیده گسترده

#### مقدمه

توده گرانیتوئیدی سیدال در شرق ایران و در مرز غربی زون جوش خورده سیستان واقع شده است. این زون به‌عنوان بقایای سنگ‌کره یک حوضه اقیانوسی شناخته می‌شود که طی فرایندهای برخورد قاره‌ای و بسته شدن اقیانوس شکل گرفته است. توده‌های گرانیتوئیدی متعددی با سن‌های متفاوت از کرتاسه تا ائوسن در این زون شناسایی شده‌اند. توده گرانیتوئیدی سیدال که در مجاورت روستای سیدال و ۱۵۰ کیلومتری جنوب شرق بیرجند قرار دارد، در مطالعات گذشته با عناوینی مانند پلاژیوگرانیت، گنایس و لوکوگرانیت با سن کرتاسه فوقانی معرفی شده است. با توجه به شواهد جدید مبنی بر جوان‌تر بودن این توده و لزوم بازنگری در سن آن، پژوهش حاضر با هدف بررسی پتروگرافی، آنالیز شیمیایی و سن‌سنجی توده گرانیتوئیدی سیدال انجام شده است.

#### منطقه مورد مطالعه

منطقه سیدال در شمال غربی زون جوش خورده سیستان قرار گرفته است. این زون معرف یک مجموعه به‌هم‌افزوده حاصل از فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی سیستان است که قدیمی‌ترین واحدهای سنگی آن به سن کرتاسه تحتانی باز می‌گردد. مجموعه افیولیتی منطقه که شامل واحدهای پریدوتیت، گابرو و بازالت است، طی فعالیت‌های ماگمایی در اواخر کرتاسه و اوایل ائوسن مورد هجوم قرار گرفته است. جدیدترین فعالیت ماگمایی منطقه شامل ولکانیسم بازالتی آکالان است که در اواسط میوسن تا کواترنری رخ داده است. بر اساس مطالعات، واحدهای سنگی منطقه سیدال شامل چهار گروه اصلی هستند:

۱. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای با سن کرتاسه، شامل اسلیت، فیلیت، شیست و آمفیبولیت که عمدتاً در جنوب منطقه رخنمون دارند.
۲. مجموعه افیولیتی ملانژ با سن کرتاسه، شامل واحدهای پریدوتیت، گابرو و بازالت.
۳. واحدهای رسوبی آواری و کربناته با سن کرتاسه (محیط دریایی عمیق) و ائوسن (محیط دریایی کم‌عمق) شامل شیل، ماسه‌سنگ و سنگ‌های کربناته که در شمال منطقه گسترش یافته‌اند.

استناد: آرادفر، ا. و همکاران، ۱۴۰۴. پتروگرافی، ژئوشیمی و سن سنجی توده‌های گرانیتوئیدی منطقه سیدال، پژوهشهای دانش زمین:

DOI: 10.48308/esrj.2021.100784 (۱-۲۳)، (۱)۱۶

E-mail: [Araadfariman@shahroud.ac.ir](mailto:Araadfariman@shahroud.ac.ir)

\* نویسنده مسئول:



۴. توده گرانیتوئیدی سیدال به طول ۱۹ کیلومتر و با روند NW-SE که به درون واحدهای افیولیتی و سنگ‌های دگرگونی کرتاسه نفوذ کرده است.

توده گرانیتوئیدی سیدال خود به سه بخش اصلی تقسیم می‌شود:

- بخش گرانودیوریتی که بزرگ‌ترین واحد توده را تشکیل داده و حدود ۹۹ درصد از حجم آن را در بر می‌گیرد.
- بخش مونزوگرانییتی که به صورت توده‌های کوچک در مرز واحد گرانودیوریتی و واحدهای اولترامافیک مشاهده می‌شود.
- بخش سینوگرانییتی که به صورت توده‌ای کوچک در شمال منطقه و در مرز با واحدهای اولترامافیک و گرانودیوریتی برونزد دارد.

### مواد و روش‌ها

مطالعات این پژوهش با بررسی مطالعات قبلی و تحلیل تصاویر ماهواره‌ای از جمله ASTER، Sentinel-2 و Landsat-8 آغاز شد. سپس در مرحله میدانی، ۲۳۰ نمونه سنگی از منطقه برداشت شد که از میان آن‌ها ۱۲۳ نمونه برای تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی به آزمایشگاه منتقل گردید. پس از بررسی پتروگرافی، ۱۰ نمونه سالم (فاقد دگرسانی و هوازدگی) انتخاب و پس از خردایش و پودر کردن، برای آنالیز شیمیایی به روش ICP (برای عناصر اصلی) و ICP-MS (برای عناصر کمیاب) به شرکت SGS کانادا ارسال شد. داده‌های به دست آمده با استفاده از نرم‌افزار GCDkit v5 تحلیل شده و برای ترسیم نقشه زمین‌شناسی منطقه، نرم‌افزار ArcGIS v10.5 به کار گرفته شد.

برای تعیین سن دقیق توده گرانودیوریتی، یک نمونه برای جداسازی زیرکن به انستیتوی زمین‌شناسی و ژئوفیزیک پکن ارسال شد. زیرکن‌ها با استفاده از محلول‌های سنگین و روش‌های مغناطیسی جداسازی شده و به دانشگاه ملی تایوان انتقال یافتند. ۵۷ دانه زیرکن درشت خودشکل با اپوکسی قالب‌گیری و تا ضخامت  $20\mu\text{m}$  صیقل داده شدند. تصاویر کاتد لومینسانس (CL) تهیه و نقاط مناسب برای پرتو لیزر جهت انجام سن‌سنجی زیرکن -اورانیوم- سرب به روش LA-ICP-MS انتخاب شدند. سن‌سنجی با استفاده از دستگاه Agilent 7500 LA انجام شد و نتایج برای ترسیم نمودارهای کنکوردی مورد تحلیل قرار گرفتند.

### نتایج و بحث

در مطالعه پتروگرافی توده‌های گرانیتوئیدی منطقه سیدال، سنگ‌های این توده بر اساس نتایج مودال در محدوده گرانودیوریت و گرانیت (مونزوگرانیت و سینوگرانیت) قرار می‌گیرند. بافت غالب این سنگ‌ها گرانولار است و بافت‌های دیگری نظیر میرمکیتی، گرافیکی و پرتیتی نیز مشاهده می‌شود. این بافت‌ها می‌توانند نشان‌دهنده رشد همزمان از یک مذاب، واکنش میان جامد و مذاب یا اختلاط ناپذیری دو جامد باشند.

### انواع توده‌های گرانیتوئیدی و ویژگی‌های سنگ‌نگاری

#### ۱. گرانودیوریت

گرانودیوریت بزرگ‌ترین واحد گرانیتوئیدی منطقه بوده و با بافت گرانولار، دانه متوسط و لوکوکرات مشخص می‌شود. بافت‌های پوئی کیلیتیک و میرمکیتی نیز در این واحد دیده می‌شود. کانی‌های اصلی شامل کوارتز، پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار هستند:

- پلاژیوکلاز: به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، با ماکل آلبیتی، از نوع الیگوکلاز و آندزین، و در برخی موارد سرسیتی شده است.

- پتاسیم فلدسپار: از نوع ارتوکلاز و میکروکلین، با ماکل کارلسباد، کمی سرسیتی شده.

- کوارتز: به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار با ابعاد ۱-۳ میلی‌متر.

- کانی‌های فرومنیزین شامل بیوتیت و هورنبلند سبز بوده که حدود ۱۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند.

کانی‌های فرعی شامل اسفن، زیرکن و آپاتیت است. اسفن به صورت بلورهای قهوه‌ای شکل‌دار، زیرکن و آپاتیت به عنوان اذخال در سایر کانی‌ها دیده می‌شوند. کانی‌های ثانویه شامل کلریت، اپیدوت و کانی‌های رسی هستند.

#### ۲. مونزوگرانیت

بافت غالب مونزوگرانیت‌ها گرانولار است و بافت‌های گرانوفیری و میرمکیتی نیز مشاهده می‌شود. کانی‌های اصلی این واحد شامل:

- پلاژیوکلاز: ۳۵-۳۰ درصد حجمی.

- پتاسیم فلدسپار: از نوع ارتوکلاز و به‌ندرت میکروکلین، معمولاً بی‌شکل و ۳۵-۳۰ درصد حجمی.
  - کوارتز: ۲۵-۲۰ درصد حجمی.
  - بیوتیت: با فراوانی ۱-۳ درصد و مسکوویت با فراوانی حدود ۸ درصد.
- در برخی نمونه‌ها پتاسیم فلدسپارها به کانی‌های رسی، پلاژیوکلازها به سرسیت و کانی‌های فرومنیزین به کلریت و اپیدوت تبدیل شده‌اند. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت و زیرکن هستند.

### ۳. سینوگرانیت

- سینوگرانیت دارای بافت غالب گرانولار، دانه درشت و بافت‌های گرانوفیری و گرافیکی است. ترکیب کانی‌شناسی اصلی آن شامل:
- پتاسیم فلدسپار: ۶۰-۵۰ درصد حجمی از نوع ارتوکلاز و به‌ندرت میکروکلین.
  - کوارتز: با خاموشی موجی و بی‌شکل، ۲۰-۳۰ درصد حجمی.
  - پلاژیوکلاز: ۱۵-۱۰ درصد حجمی از نوع الیگوکلاز.
- کانی‌های فرومنیزین شامل مسکوویت (۳-۸ درصد حجمی) و بیوتیت (حداکثر ۱ درصد حجمی) هستند. بلورهای گارنت نیز در این واحد مشاهده شده که از ویژگی‌های گرانیتوئید نوع S است.

### انکلاوهای موجود در توده‌های گرانیتوئیدی

#### ۱. انکلاوهای میکروگرانولار غنی از کانی‌های مافیک

این انکلاوها فراوان‌ترین نوع در توده‌های گرانودیوریتی هستند و ترکیب اصلی آنها شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند و کوارتز است. اندازه این انکلاوها از چند سانتی‌متر تا ۱ متر متغیر بوده و عموماً نسبت به توده میزبان دانه‌ریزتر هستند. ترکیب کانی‌شناسی آنها مشابه توده گرانودیوریتی است اما به علت تفریق کمتر، دارای کانی‌های مافیک بیشتر و کوارتز کمتر هستند. این انکلاوها احتمالاً از بخش‌های زود تبلور یافته ماگمای گرانیتوئیدی به وجود آمده و در مراحل بعدی نفوذ، به قسمت‌های بالاتر منتقل شده‌اند.

#### ۲. زینولیت‌های مافیک

زینولیت‌های مافیک شامل قطعات جدا شده از توده‌های گابرویی در مسیر صعود ماگمای گرانیتوئیدی هستند. این زینولیت‌ها ابعادی بین ۲ تا ۱۰ سانتی‌متر داشته و مرز مشخصی با سنگ میزبان دارند. ترکیب اصلی آنها شامل پیروکسن و پلاژیوکلاز است که به دلیل دگرسانی شدید، سوسوریتی شدن در آنها پیشرفت کرده و بافت دانه‌ریز ایجاد کرده است. بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی حاصل از روش‌های ICP و ICP-MS، نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه سیدال در محدوده گرانودیوریت، مونزوگرانیت و سینوگرانیت قرار می‌گیرند. تحلیل‌های ژئوشیمیایی نشان داد که گرانودیوریت‌ها به سری کالک‌آلکان و مونزوگرانیت‌ها و سینوگرانیت‌ها به سری کالک‌آلکان غنی از پتاسیم تعلق دارند.

#### ترکیب ژئوشیمیایی

بررسی داده‌های شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب نشان داد که گرانودیوریت‌ها در محدوده متآلومین و مونزوگرانیت‌ها و سینوگرانیت‌ها در محدوده پرآلومین قرار دارند. تحلیل عناصر خاکی نادر (REE) بر اساس نمودار عنکبوتی به‌نچار شده به کندریت و گوشته اولیه، غنی‌شدگی عناصر خاکی سبک (LREE) و غنی‌شدگی کمتر در عناصر خاکی سنگین (HREE) را در گرانودیوریت‌ها نشان می‌دهد. همچنین، آنومالی‌های مثبت در عناصر Rb، Th و Ce و آنومالی‌های منفی در عناصر Nb، Ti و Ba شواهدی از فرایندهای تفریق بلورین و ذوب بخشی در محیط‌های مرتبط با فرورانش ارائه می‌کند.

#### تحلیل نمودارهای ژئوشیمیایی

مطالعات نشان داد که گرانودیوریت‌های منطقه از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی وابسته به مناطق فرورانش برخوردارند. نابهنجاری منفی Nb در این توده‌ها به تفریق بلورین آمفیبول، تیتانیت و روتیل نسبت داده شده است. از سوی دیگر، مونزوگرانیت‌ها و سینوگرانیت‌ها، با آنومالی‌های منفی Ba، Sr و Ti و آنومالی‌های مثبت Rb، Th و La، منشأ پوسته‌ای خود را تأیید می‌کنند.

### منشأ ماگمایی و محیط تکتونیکی

بررسی داده‌ها حاکی از آن است که گرانودیوریت‌ها از ذوب بخشی سنگ‌های آمفیبولیتی منشأ گرفته‌اند، در حالی که مونزوگرانیت‌ها و سینوگرانیت‌ها حاصل ذوب بخشی رسوبات پلیتی هستند. این تفاوت در منشأ ماگمایی، تفاوت در ترکیب ژئوشیمیایی این دو گروه سنگ را توضیح می‌دهد. گرانودیوریت‌ها از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع I و مونزوگرانیت‌ها و سینوگرانیت‌ها از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع S برخوردارند.

### سن سنجی

برای تعیین سن تبلور توده گرانودیوریتی، یک نمونه برای جداسازی زیرکن انتخاب شد و سن سنجی به روش زیرکن - اورانیوم - سرب انجام گرفت. دانه‌های زیرکن با استفاده از مایعات سنگین جداسازی شده و تصاویر CL (کاتد لومینسانس) نشان‌دهنده زونینگ ماگمایی در زیرکن‌ها بودند. نتایج سن سنجی نشان داد که سن تبلور این توده  $54/3 \pm 0/7$  میلیون سال (اوایل ائوسن) است که جوان‌تر از سن فرض شده قبلی (کرتاسه) است. نسبت U/Th کمتر از ۱ در زیرکن‌ها نشان‌دهنده ماهیت ماگمایی این دانه‌ها است.

### نتیجه‌گیری

توده‌های گرانیتوئیدی سیدال، شامل گرانودیوریت، مونزوگرانیت و سینوگرانیت، ویژگی‌های ژئوشیمیایی و تکتونیکی مرتبط با محیط‌های قاره‌ای فعال پس از برخورد را نشان می‌دهند. این توده‌ها پس از بسته شدن باریکه اقیانوسی و جایگیری سنگ‌کره اقیانوسی بر حاشیه قاره، در اثر فرایندهای ذوب بخشی و آلیش پوسته‌ای تشکیل شده‌اند. گرانودیوریت‌ها از یک منشأ مافیک (متابازالت) و مونزوگرانیت‌ها و سینوگرانیت‌ها از رسوبات پلیتی مشتق شده‌اند. داده‌های ژئوشیمیایی، پتروگرافی و سن سنجی همگی نشان‌دهنده این است که توده گرانیتوئیدی سیدال نمونه‌ای از توده‌های گرانیتوئیدی در زون‌های تکتونیکی پس از برخورد است که به‌عنوان یک سیستم پوسته‌ای - ماگمایی پیچیده، اطلاعات ارزشمندی درباره تحولات زمین‌ساختی منطقه ارائه می‌کند.

**واژگان کلیدی:** پتروگرافی، سیدال، جنوب شرق بیرجند، زون جوش خورده سیستان، گرانیتوئیدهای نوع S و I.

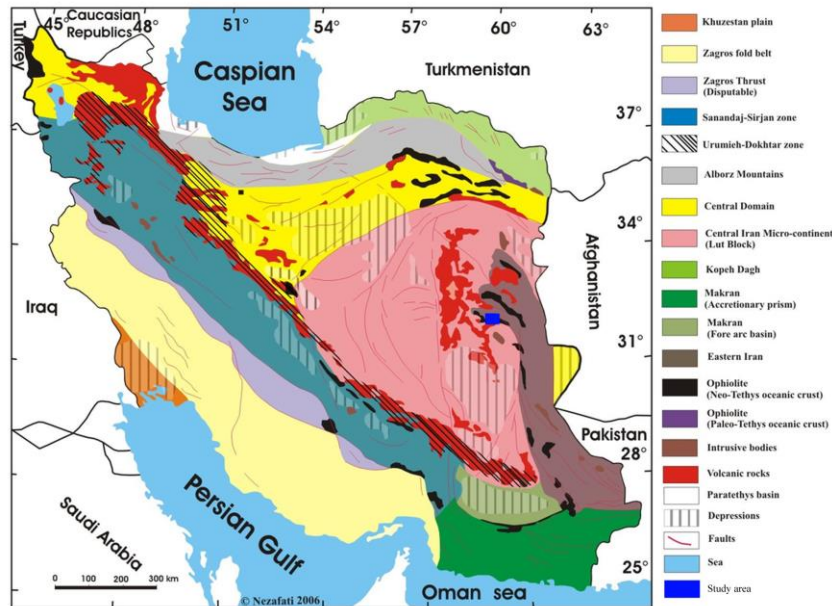
### مقدمه

توده گرانیتوئیدی سیدال در شرق ایران و در مرز غربی زون جوش خورده سیستان واقع است. زون جوش خورده سیستان (Tirrul et al, 1983)، معرف بقایای سنگ کره یک حوضه اقیانوسی است که در اثنای بسته شدن و برخورد قاره‌ای فرارنده شده‌اند. توده‌های گرانیتوئیدی متعددی با سن‌های مختلف در بازه زمانی کرتاسه تا ائوسن در این زون معرفی شده‌اند (Zarrinkoub, 2010; Camp and Griffis, 1982) توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه در مجاورت روستای سیدال، در ۱۵۰ کیلومتری جنوب شرق بیرجند در استان خراسان جنوبی، بین طول‌های جغرافیایی  $20^{\circ} 59'$  تا  $35^{\circ} 59'$  شرقی و عرض‌های جغرافیایی  $32^{\circ} 00'$  تا  $32^{\circ} 04'$  شمالی قرار دارد. این توده‌ها در مطالعات قبلی با عناوین مختلف از جمله پلاژیوگرانیت (Movahhed Aval,

1974)، گنایس (Navai, 1974) و لوکوگرانیت (Eftekhamejad, 1991) با سن کرتاسه فوقانی معرفی شده‌اند. با توجه به اینکه باورهای قبلی نشان از همسن بودن توده‌ی گرانیتوئیدی سیدال با مجموعه‌ی افیولیتی منطقه دارد و حتی از آن با نام پلاژیوگرانیت (نوع M) نام برده شده است (Movahhed Aval, 1974) و از طرفی شواهد موجود دال بر جوانتر بودن این توده دارد، بر آن شدیم تا با استفاده از داده‌های پتروگرافی، نتایج آنالیز شیمیایی و سن سنجی توده گرانیتوئیدی موضوع را مورد بحث قرار دهیم.

### منطقه مورد مطالعه

منطقه سیدال در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مختاران (Movahhed Aval, 1974) و در بخش شمال غربی زون جوش خورده سیستان قرار گرفته است (شکل ۱).



شکل ۱: پهنه‌های ساختاری ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه (اقتباس از Nabavi, 1976 و Stöcklin, 1968 اصلاح شده توسط Nezafati, 2006).

Fig. 1: Structural zones of Iran and the location of the study area (Adapted from Nabavi, 1976 and Stöcklin, 1968, modified by Nezafati, 2006).

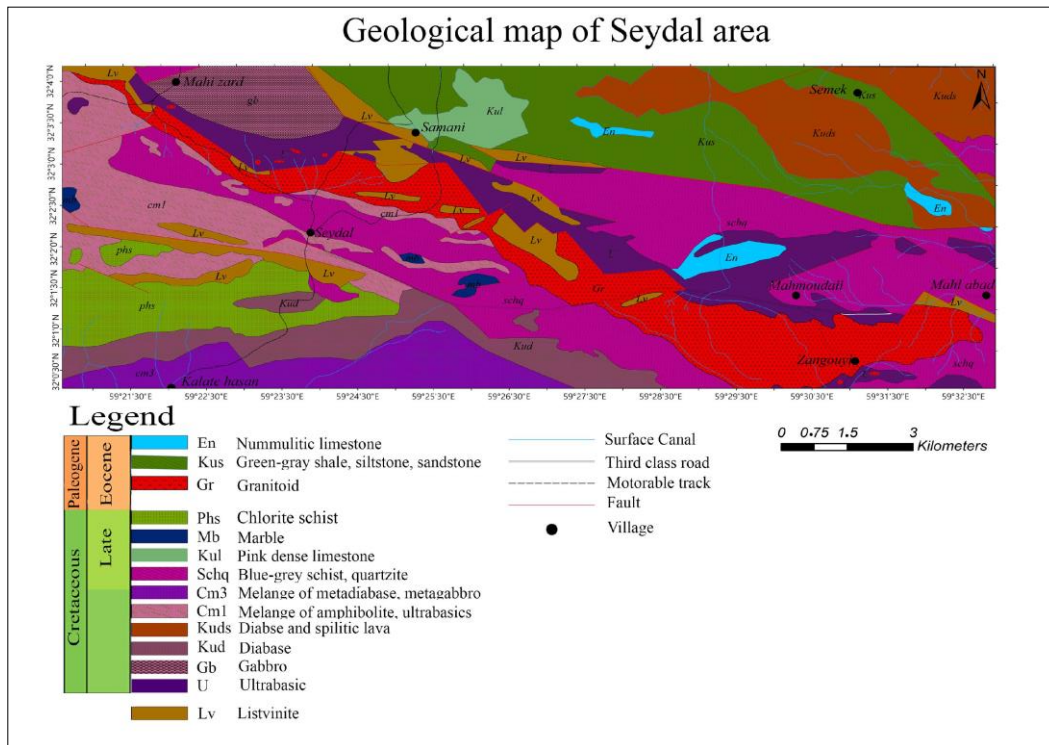
عمق) شامل شیل، ماسه سنگ و سنگ‌های کربناته که در شمال منطقه گسترده‌اند و بر روی واحدهای مجموعه افیولیتی نهشته شده‌اند.

۴. و توده گرانیتوئیدی سیدال که به طول ۱۹ کیلومتر با روند NW-SE به درون واحدهای مجموعه افیولیتی (اکثرأ پریدوتیت) و سنگ‌های دگرگونی (آمفیولیت و شیست) با سن کرتاسه بالایی (Movahhed Aval, 1974) نفوذ کرده‌اند که موضوع این پژوهش می‌باشند. بخش گرانیتوئیدی بر اساس نتایج حاصل از این پژوهش خود به سه واحد تقسیم می‌شود: الف) بخش گرانودیوریتی، بخش اصلی (حدود ۹۹ درصد حجمی) توده‌های گرانیتوئیدی سیدال (شکل ۳ A) را می‌سازد و به صورت یک توده نفوذی کشیده با امتداد شمال غرب - جنوب شرق در منطقه رخنمون دارد که انکلاوهایی با ترکیب کوارتز دیوریت و گابرو در این بخش مشاهده می‌شود. ب) بخش مونزوگرانیت که به صورت توده‌های مجزا و کوچک در مرز واحد گرانودیوریتی و اولترامافیک دیده می‌شود (شکل ۳ B) ج) بخش سینوگرانیتی که به صورت یک توده کوچک در شمال منطقه، در مرز با واحد اولترامافیک و داخل توده اصلی (گرانودیوریتی) برونزد دارد (شکل ۳ C).

زون جوش خورده سیستان معرف یک مجموعه بهم افزوده حاصل از فرورانش سنگ کره اقیانوسی سیستان است که قدیمی ترین واحد سنگی آن سن کرتاسه تحتانی را دارد (Zarrinkoub, 2012). مجموعه افیولیت ملانژی توسط ماگماتیسیم گرانودیوریتی اواخر کرتاسه (Zarrinkoub, 2011)، اوایل ائوسن (Zarrinkoub, 2014) و سپس فعالیت آتشفشانی کالک آلکالن وسیع ائوسن (Pang et al, 2013) مورد هجوم قرار گرفته است. ولکانیسم بازالتی آلکالن اواسط میوسن تا کواترنری جدیدترین فعالیت ماگمایی رخ داده در این پهنه است (Pang et al, 2013, Walker et al, 2009). بر اساس مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی واحدهای سنگی در محدوده مورد مطالعه در چهار گروه قرار می‌گیرند (شکل ۲):

۱. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین تا متوسط به سن کرتاسه (Movahhed Aval, 1974) شامل اسلیت، فیلیت، شیست و آمفیولیت که عمدتاً در جنوب منطقه رخنمون دارند.
۲. مجموعه افیولیت ملانژ به سن کرتاسه که شامل واحدهای پریدوتیت، گابرو و بازالت می‌باشند.
۳. واحدهای رسوبی آواری و کربناته با سن کرتاسه (محیط دریایی عمیق) و ائوسن (محیط دریایی کم





شکل ۲: نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه بر پایه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مختاران (Movahhed Aval, 1974) با تغییرات توسط نویسندگان.

Fig. 2: Geological map of the study area based on the 1:100,000 Mokhtaran geological map (Movahhed Aval, 1974), modified by the authors.



شکل ۳: A: توده گرانودیوریتی (توده اصلی) (جهت دید به سمت شمال غرب)، B: نمایی از توده مونزوگرنائیتی داخل واحد اولترامافیك (جهت دید به سمت شمال) C: توده سینوگرنائیتی در مرز با واحد گرانودیوریت و واحد اولترامافیك مجموعه افیولیتی (جهت دید به سمت غرب).

Fig. 3: A: Granodioritic body (main body) (view towards the northwest). B: Monzogranitic body within the ultramafic unit (view towards the north). C: Syenogranitic body at the boundary with the granodiorite unit and the ultramafic unit of the ophiolitic complex (view towards the west).

### مواد و روش‌ها

پس از مطالعه مقاطع نازک و انتخاب نمونه‌های سالم (کمترین دگرسانی، هوازدگی و فاقد رگه ثانویه)، ۱۰ نمونه پس از خردایش و پودر کردن به وسیله‌ی هاون آگاتی، جهت انجام آنالیز به روش ICP برای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی (wt %) و ICP-MS برای عناصر کمیاب بر حسب ppm به شرکت SGS کانادا ارسال شدند. نتایج حاصل از داده‌های ژئوشیمیایی با استفاده از نرم‌افزار

در ابتدا به مطالعه پژوهش‌های قبلی در این منطقه پرداخته شد و تصاویر ماهواره‌ای استر، سنتینل ۲ و لندست ۸ منطقه مورد مطالعه، تهیه و مورد بررسی قرار گرفت. در مرحله بعد ۲۳۰ نمونه سنگی در صحرا برداشت شد و ۱۲۳ نمونه‌ی سنگی به آزمایشگاه سنگ‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد جهت تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی منتقل گردید.

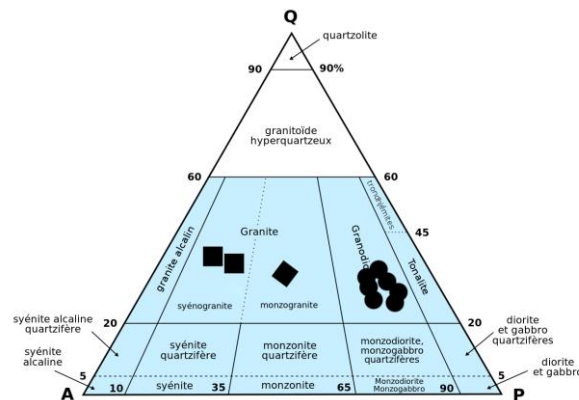
(CL) نقاط مناسب برای پرتو لیزر انتخاب و سن سنجی زیرکن - اورانیوم- سرب به روش LA-ICP-MS با دستگاه Agilent 7500 LA از ۲۰ دانه زیرکن با دستورالعمل توصیف شده انجام شد. با استفاده از نتایج بدست آمده نمودارهای مربوط رسم و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند.

### نتایج

#### پتروگرافی

به منظور نامگذاری سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه بر اساس نتایج مودال، این سنگ‌ها در محدوده‌های گرانودیوریت و گرانیت (مونزوگرانیت و سینوگرانیت) قرار می‌گیرند.

GCDkit v5 در نمودارهای مربوطه پلات و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند. براساس نتایج بدست آمده از تصاویر ماهواره‌ای، بازدیدهای صحرائی، مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی، نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد نظر با نرم افزار Arc GIS v10.5 ترسیم شد. به منظور تعیین سن دقیق توده اصلی گرانیتوئیدی منطقه با ترکیب گرانودیوریتی، یک نمونه جهت جداسازی زیرکن به انستیتوی زمین‌شناسی و ژئوفیزیک پکن در کشور چین ارسال شد. جدایش زیرکن‌ها به کمک محلول‌های سنگین و روش مغناطیسی صورت گرفت. دانه‌های زیرکن جدا شده به دانشگاه ملی تایوان در شهر تایپه انتقال و ۵۷ زیرکن درشت خوددشکل توسط اپوکسی قالب گیری و تا  $20\mu\text{m}$  صیقل داده شدند. پس از تهیه تصاویر کاتدلومینسانس



شکل ۴: محدوده‌های سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه بر اساس رده‌بندی اشتريکایزن، ۱۹۷۶.

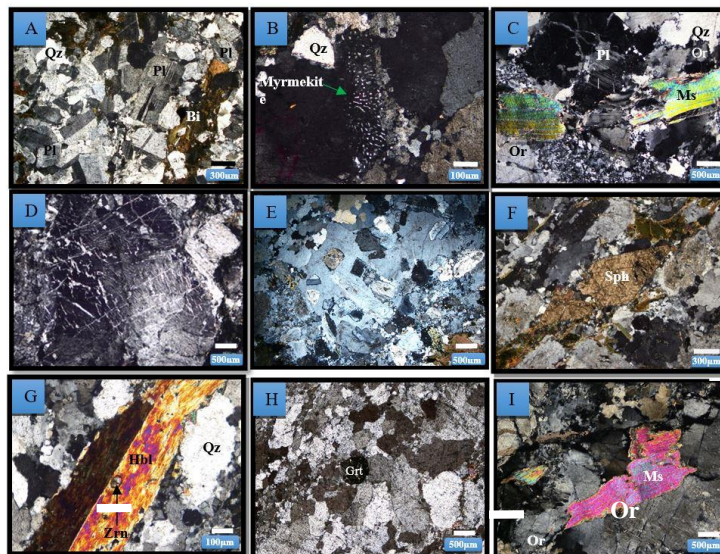
Fig. 4: Granitoid rock classifications of the study area based on Streckeisen (1976).

لوکوکرات است. علاوه بر بافت گرانولار، بافت‌های پوئی کیلیتیک و میرمکیتی نیز در این سنگ دیده می‌شوند. کوارتز، پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار کانی‌های اصلی این واحد را می‌سازند. پلاژیوکلاز به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار، با ابعاد ۲-۱ میلی‌متر، اغلب دارای ماکل آلیتی و از نوع الیگوکلاز و آندزین، به ندرت حاوی زونینگ و حدود ۴۵٪ حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلاز در برخی از موارد، سرسیتی شده است. پتاسیم فلدسپار: از نوع ارتوکلاز و میکروکلین، اغلب نیمه شکل دار، بعضی مواقع دارای ماکل کارلسباد، با ابعاد ۲-۰/۱ میلی‌متر، کمی سرسیتی شده و حدود ۱۵٪ سنگ را می‌سازد. کوارتز به صورت بی‌شکل و بعضاً نیمه شکل دار، با ابعاد ۳-۱ میلی‌متر، بین ۲۵-۴۰٪ این سنگ را می‌سازد. بیوتیت و هورنبلند سبز کانی‌های فرومنیزین این واحد سنگی هستند که حدود

بافت متداول در این سنگ‌ها گرانولار (شکل ۵ A) می‌باشد که بافت‌های میرمکیتی (شکل ۵ B)، گرافیک و پرتیتی (شکل ۵ D) هم در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. بافت‌های هم رشدی (گرافیک، گرانوفیری و میرمکیتی) می‌تواند معرف رشد همزمان از یک مذاب، واکنش یک جامد و یک مذاب، یا حالت اختلاط ناپذیری دو جامد باشد (Clark, 1992) این بافت‌ها می‌تواند در شرایط ساب سالیدوس و بدون تأثیر دگرریختی یا در شرایط دگرگونی بروز نماید (Yuguchi and Nishiyama, 2008). انواع توده‌های گرانیتوئیدی در منطقه مورد مطالعه بر اساس نتایج بدست آمده شامل گرانودیوریت، سینوگرانیت و مونزوگرانیت می‌باشند که ویژگی‌های سنگ‌نگاری واحدها به شرح زیر است: **گرانودیوریت:** این توده که بزرگترین واحد گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهد دانه متوسط و

وجود دارد. آپاتیت و زیرکن و بیوتیت و کانی‌های فرعی این سنگ می‌باشند. در برخی نمونه‌ها پتاسیم فلدسپارها تا ۳۰ درصد حجمی به کانی‌های رسی، پلاژیوکلازها تا ۱۰ درصد حجمی به کانی‌های رسی و سرسیت و بیوتیت‌ها تا ۳۰ درصد حجمی به کلریت و اپیدوت تبدیل شده‌اند. سینوگرانیت: دارای بافت غالب گرانولار، دانه درشت و بافت‌های دیگری چون گرانوفیری و گرافیکی در این سنگ دیده می‌شود. کانی‌های اصلی شامل ۵۰ تا ۶۰ درصد حجمی پتاسیم فلدسپار (ارتوکلاز و به ندرت میکروکلین)، کوارتز با خاموشی موجی و بی شکل، ۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی و پلاژیوکلاز بین ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی از نوع الیگوکلاز (بر اساس زاویه خاموشی) می‌باشد. مسکوویت به میزان ۳ تا ۸ درصد حجمی (شکل ۵ C) و بیوتیت تا ۱ درصد حجمی این سنگ‌ها را می‌سازد. بلورهای گارنت بصورت شکلدار با ابعاد ۰/۱ تا ۱ میلی‌متر در این واحد سنگی مشاهده می‌شوند (شکل ۵ H). حضور مسکوویت و گارنت از نشانه‌های گرانیتوئید نوع S است (ندلس و بوچز، ۲۰۱۵).

۱۰٪ این سنگ‌ها را می‌سازند (شکل ۵ G). اسفن، زیرکن و آپاتیت از کانی‌های فرعی گرانودیوریت‌های منطقه مورد مطالعه هستند. اسفن با رنگ قهوه‌ای، برجستگی بالا و ابعاد تا ۱ میلی‌متر، (شکل ۵ F) و بصورت بلورهای ریز در درون بلورهای بیوتیت و هورنبلند (شکل ۵ G) مشاهده می‌شود. آپاتیت بصورت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار و عموماً بصورت ادخال در پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و بیوتیت مشاهده می‌شود. کلریت، اپیدوت و کانی‌های رسی از جمله کانی‌های ثانویه در این واحد سنگی است. مونزوگرانیت: بافت غالب این سنگ‌ها گرانولار، دانه متوسط و بافت‌های گرانوفیری و میرمکیتی نیز در برخی نمونه‌ها مشاهده می‌شود. پلاژیوکلاز بین ۳۰ تا ۳۵ درصد حجمی، پتاسیم فلدسپار از نوع ارتوکلاز و به ندرت میکروکلین معمولاً بی شکل، به میزان ۳۰ تا ۳۵ درصد حجمی و کوارتز به میزان ۲۰ تا ۲۵ درصد حجمی کانی‌های اصلی این سنگ را تشکیل می‌دهند. بیوتیت با فراوانی ۱ تا ۳ درصد و مسکوویت (شکل ۵ I) با فراوانی حدود ۸ درصد حجمی



شکل ۵: A: بافت گرانولار در گرانودیوریت منطقه سیدال با بلورهای شکل‌دار و نیمه شکل‌دار کوارتز، پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار، B: بافت میرمکیتی در گرانودیوریت‌های منطقه سیدال، C: حضور مسکوویت در سینوگرانیت‌های منطقه سیدال، D: بافت پرتیت در گرانودیوریت، E: بافت پوئی کیلیتیک در گرانودیوریت، F: کانی اسفن خود شکل در گرانودیوریت، G: هورنبلند شکل‌دار دارای ماکل ساده با ادخال زیرکن، H: بافت گرانولار در سینوگرانیت به همراه بلور گارنت، I: حضور مسکوویت اولیه در مونزوگرانیت.

Fig. 5: A: Granular texture in the granodiorite of the Seydal area with euhedral to subhedral quartz, plagioclase, and potassium feldspar crystals, B: Myrmekitic texture in the granodiorites of the Seydal area, C: Presence of muscovite in the syenogranites of the Seydal area, D: Perthitic texture in the granodiorite, E: Poikilitic texture in the granodiorite, F: Euhedral sphene mineral in the granodiorite, G: Euhedral hornblende with simple twinning and zircon inclusions, H: Granular texture in the syenogranite with garnet crystals, I: Presence of primary muscovite in the monzogranite.

(واحدگرانودیوریت) و به علت تفریق کمتر، دارای کانی مافیک بیشتر و کوارتز کمتر نسبت به توده اصلی می‌باشد. انکلاوهای میکروگرانولار غنی از کانی‌های مافیک عموماً قطعات گرد شده‌اند که به احتمال زیاد مربوط به مرحله اول نفوذ بوده‌اند. به عبارتی حاصل بخش زود تبلور یافته ماگمای گرانیتوئیدی هستند که در مراحل بعدی نفوذ توده و پس از تبلور، قطعاتی از آن درون ماگمای گرانیتوئیدی افتاده و توسط ماگمای باقی مانده حمل و به قسمت‌های بالاتر راه یافته‌اند.

– زینولیت‌های مافیک موجود در گرانیتوئیدهای سیدال، قطعات کنده شده از توده‌های مافیک (گابرو) در مسیر صعود از درون افیولیت ملانژ منطقه بوده که دارای ابعادی از ۲ تا ۱۰ سانتی‌متر اند (شکل ۶ A) و مرز آنها با سنگ میزبان ناگهانی است. پیروکسن و پلاژیوکلاز اجزای سازنده این انکلاوها هستند که به دلیل خورد شدگی و دگرسانی بالا سوسوریتی شدن پیشرفت کرده و ظاهر دانه‌ریز به سنگ داده است.

### انکلاوهای توده‌های گرانیتوئیدی

بر اساس نتایج بدست آمده انکلاوهای موجود در توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه به دو گروه:

– انکلاوهای میکروگرانولار غنی از کانی‌های مافیک (کوارتز دیوریت) و

– زینولیت‌های مافیک (گابرو) تفکیک می‌شوند.

– انکلاوهای میکروگرانولار غنی از کانی‌های مافیک فراوان‌ترین نوع انکلاوهای موجود در توده‌های گرانیتوئیدی منطقه می‌باشند (شکل ۶ A) که فقط در واحد گرانودیوریتی (از مشخصه‌های گرانیتوئیدهای نوع I) مشاهده می‌شوند و همواره نسبت به گرانیتوئیدهای دربرگیرنده خود تیره‌تر و دانه ریزتر هستند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل: پلاژیوکلاز، هورنبلند و کوارتز می‌باشد (شکل ۶ B) و در محدوده کوارتز دیوریت قرار می‌گیرند. اندازه این انکلاوها از چند سانتی‌متر تا حدود ۱ متر متغیر است و غالباً درحاشیه توده‌های گرانودیوریت مشاهده می‌شوند. ترکیب کانی‌شناسی آنها مشابه توده اصلی است



شکل ۶: A: انکلاو در سنگ میزبان گرانودیوریتی منطقه، B: مرز انکلاو میکروگرانولار با سنگ میزبان گرانودیوریتی منطقه در مقطع نازک، C: سوسوریتی شدن در زینولیت مافیک منطقه مورد مطالعه.

Fig. 6: A: Enclave in the granodioritic host rock of the area, B: Boundary between the microgranular enclave and the granodioritic host rock in a thin section, C: Saussuritization in the mafic xenolith of the study area.

در مقابل  $K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (Peccerillo and Taylor, 1986) محدوددهی کالک آلکالن و مونزوگرانیت و سینوگرانیت‌ها به سری کالک آلکالن غنی از پتاسیم (شکل ۷ B) تعلق دارند. این نمونه‌ها با توجه به درجه اشباع شدگی از آلومین (Shand, 1947) در قلمرو متآلومین (گرانودیوریت) تا پراآلومین (مونزوگرانیت، سینوگرانیت) واقع شده‌اند (شکل ۷ C).

### ژئوشیمی

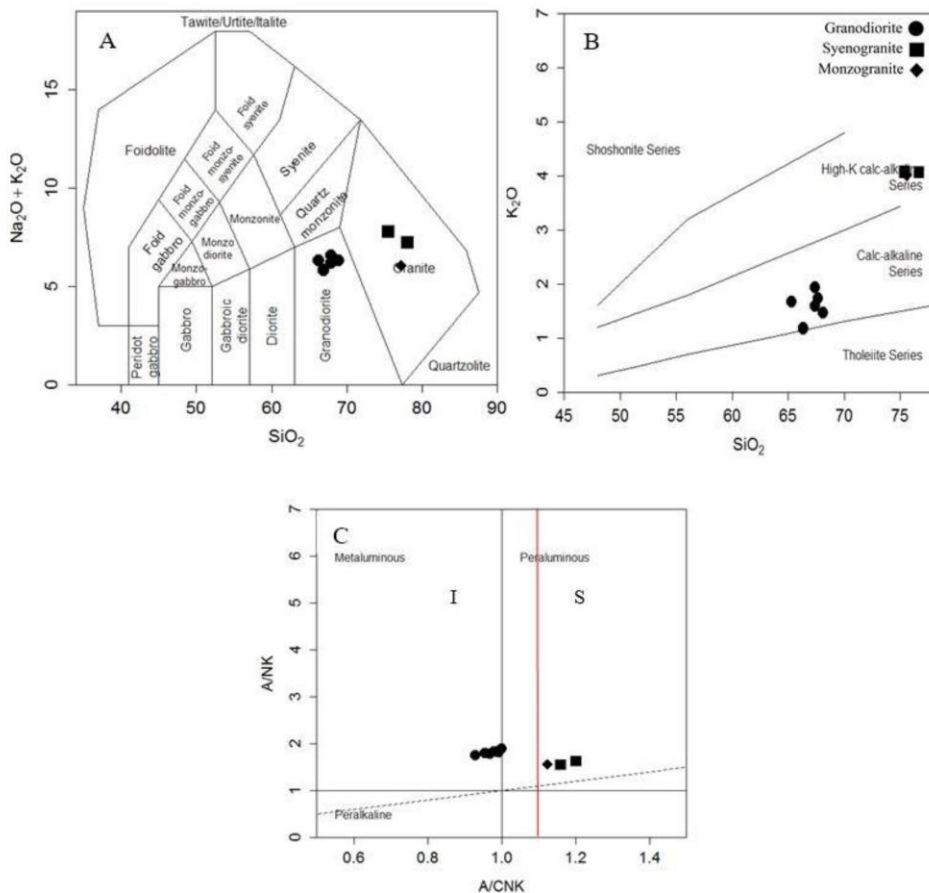
نتایج تجزیه شیمیایی ۱۰ نمونه از گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه بر اساس داده‌های ICP-MS و ICP-MS در جدول ۱ آمده است. نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه در نمودار Middlemost, 1985 در محدوده گرانودیوریت و گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۷ A) که با نتایج حاصل از پتروگرافی مطابقت دارد. ماگمای سازنده گرانودیوریت بر اساس نمودار

جدول ۱: نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه سیدال (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب ppm بیان شده‌اند) (Gd=Granodiorite, Sg=Syenogranite, Mg=Monzogranite).

Table 1: Results of the chemical analysis of granitic samples from the Seydal area (major elements expressed in weight percent and trace elements in ppm). (Gd = Granodiorite, Sg = Syenogranite, Mg = Monzogranite).

Sample No Rock Unit	5550 Gd	5551 Gd	5552 Gd	5553 Gd	5554 Gd	5555 Gd	5556 Gd	5557 Mg	5558 Sg	5559 Sg
<b>Latitude</b>	32° 03/ 26//	32° 1/ 1//	32° 0/ 49//	32° 0/ 18//	32° 2/ 28//	32° 2/ 33//	32° 02/ 37//	32° 02/ 3//	32° 04/ 9//	32° 02/ 49//
<b>Longitude</b>	59° 21/ 56//	59° 28/ 13//	59° 28/ 48//	59° 30/ 15//	59° 25/ 45//	59° 25/ 31//	59° 23/ 52//	59° 29/ 38//	59° 29/ 29//	59° 23/ 32//
<b>SiO<sub>2</sub></b>	67/2	67/66	65/34	66/04	67/41	66/27	67/14	75/01	75/41	76/61
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0/4	0/33	0/41	0/44	0/32	0/44	0/47	0/05	0/05	0/03
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	16/58	16/42	16/7	17/02	16/74	17/02	16/35	15/01	14/63	14/12
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2/67	2/79	3/34	4/12	2/5	4/23	3/25	0/74	0/71	0/61
<b>MnO</b>	0/04	0/04	0/05	0/05	0/04	0/05	0/05	0/01	0/01	0/01
<b>MgO</b>	1/74	1/65	2/11	1/25	1/57	1/26	1/59	0/11	0/15	0/07
<b>CaO</b>	4/14	4/22	4/51	4/35	4/31	4/35	4/59	1/89	1/65	1/56
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4/54	4/49	4/56	4/61	4/59	4/58	4/79	2/98	2/8	2/24
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1/59	1/73	1/66	1/58	1/24	1/56	1/46	3/81	4/07	4/06
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0/22	0/05	0/01	0/09	0/08	0/1	0/01	0/08	0/09	0/08
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0/003	0/008	0/007	0/004	0/004	0/004	0/006	0/008	0/008	0/004
<b>LOI</b>	0/7	0/5	1/1	0/35	0/6	0/08	0/3	0/3	0/2	0/6
<b>Sum</b>	99/82	99/88	99/79	99/90	99/40	99/94	99/99	99/99	99/77	99/99
<b>Ni</b>	20	28	27	20	23	20	20	20	20	20
<b>Sc</b>	5	6	7	2	6	2	6	1	1	2
<b>Ba</b>	114	123	132	121	131	122	120	118	103	116
<b>Be</b>	4	1	1	1	2	1	2	2	2	1
<b>Co</b>	8/2	7/5	9/9	4/6	7/3	5/1	7/8	0/5	0/9	0/3
<b>Cs</b>	7/9	6/2	6/2	4/9	4/8	5/3	4/9	7/6	6/4	5/1
<b>Ga</b>	16	15	14/5	15/8	14/5	15/2	16	11/3	10/6	14/5
<b>Hf</b>	1/2	1/2	1	1/1	1/1	1/3	1/4	1	1/1	1/2
<b>Nb</b>	7/2	8/3	8/4	9/3	10/6	9/4	10/4	5/4	5/1	7/5
<b>Rb</b>	74/2	72/6	1/64	66/9	81/2	74/9	76	167/2	180/4	198/1
<b>Sr</b>	1	2	2	2	2	2	2	1	1	2
<b>Sr</b>	274/2	269/8	301/2	262/2	255/5	268/8	223/6	75/4	62/7	51/3
<b>Ta</b>	0/3	0/5	0/4	0/6	0/5	0/4	0/4	0/1	0/4	0/5
<b>Th</b>	9/5	4/6	7/5	3/4	3/5	3/7	8/1	10/7	16/7	15/5
<b>U</b>	1/4	1/7	1/5	0/7	1/1	0/7	1/6	2/1	2/2	0/7
<b>V</b>	35	35	43	18	28	16	44	8	8	8
<b>W</b>	1/2	0/5	0/5	0/5	0/5	0/5	0/5	0/5	0/5	0/5
<b>Zr</b>	139	133/7	129/9	300/5	110/6	291/6	211/3	68/7	27/9	13/9
<b>Y</b>	19/2	18	19/3	18/2	22/3	18/4	26	8/2	5/8	7/8
<b>La</b>	6/2	5/8	9/7	8/7	4	8/3	13/6	3/8	4/5	4/2

Ce	12/7	12/3	18/9	14/7	10/1	15/3	28/5	7/1	10/8	9/5
Pr	2/09	1/7	2/14	1/52	1/37	1/54	2/15	1/09	0/95	0/84
Nd	18/5	7/5	9/6	5/3	6/4	5/4	12/3	1/8	4/3	3/9
Sm	2/73	1/86	2/19	1/15	1/85	1/1	2/73	1/29	0/77	1/04
Eu	0/58	0/62	0/65	0/62	0/54	0/57	0/67	0/17	0/15	0/13
Gd	2/16	1/91	2/14	1/19	2/23	1/13	2/68	0/28	0/59	1/08
Tb	0/29	0/32	0/39	0/19	0/36	0/2	0/47	0/05	0/11	0/22
Dy	1/76	2/05	2/16	1/22	2/11	1/4	2/71	1/52	0/7	0/5
Ho	0/31	0/35	0/49	0/3	0/46	0/29	0/6	0/08	0/15	0/24
Er	0/85	1/05	1/4	0/9	1/31	0/96	1/8	0/27	0/51	0/64
Tm	0/14	0/18	0/2	0/16	0/19	0/15	0/29	0/06	0/07	0/1
Yb	2/18	3/13	2/38	2/15	3/3	3/18	2/7	1/52	1/86	1/83
Lu	0/16	0/19	0/21	0/22	0/2	0/23	0/27	0/1	0/12	0/09

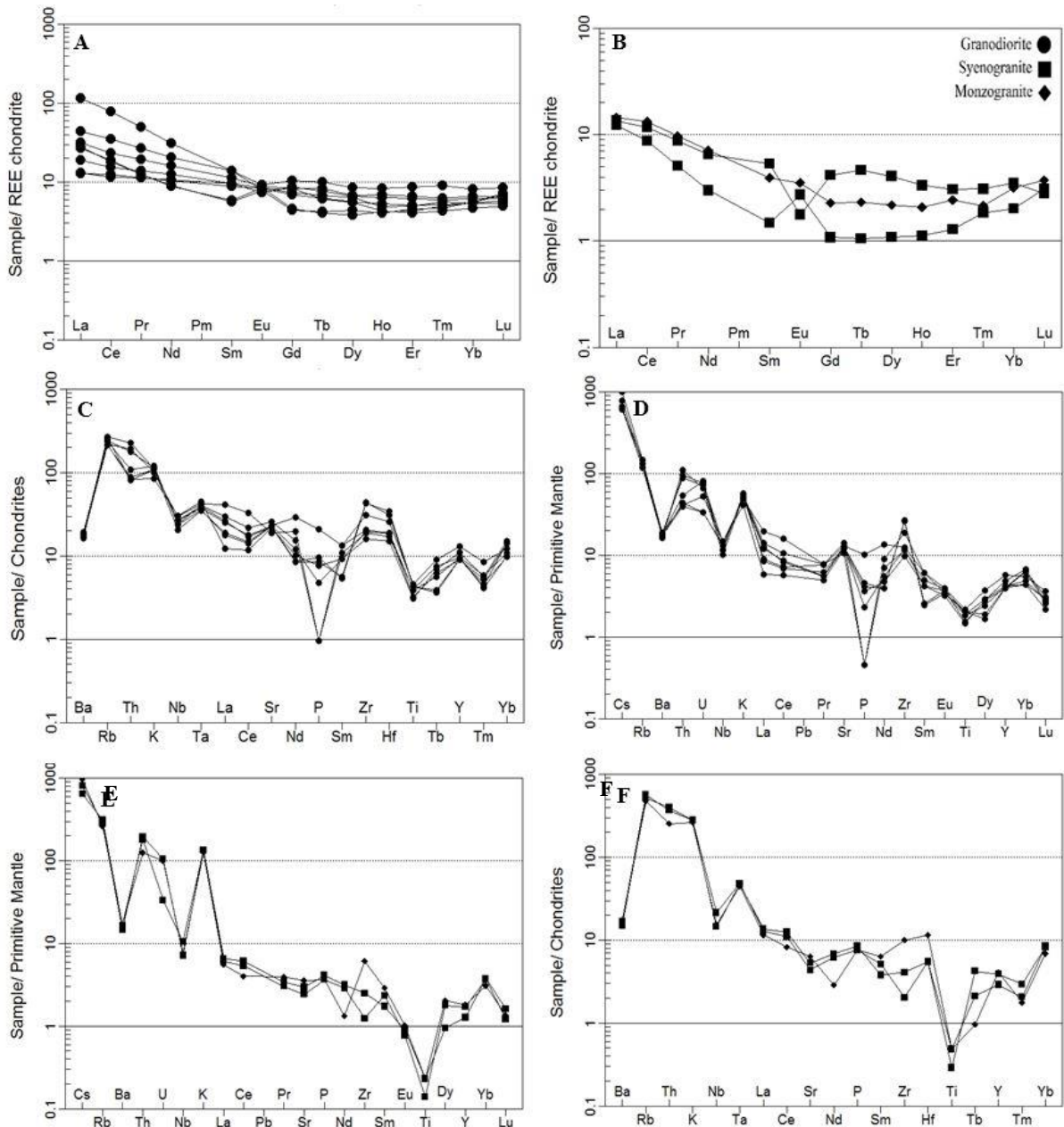


شکل ۷: A: موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار قلیایی کل - سیلیس (Middlemost, 1985). B: نمودار درصد وزنی  $K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (Peccerillo and Taylor, 1986). C: نمودار  $A/NK$  در مقابل  $A/CNK$  (Shand, 1947) و خط قرمز برای تفکیک نوع گرانیتوئیدهای I و S (Chappell and White, 1992).

Fig. 7: A: The position of the studied area samples on the Total Alkali-Silica (TAS) diagram (Middlemost, 1985). B: The  $K_2O$  vs.  $SiO_2$  weight percentage diagram (Peccerillo and Taylor, 1986). C: The  $A/NK$  vs.  $A/CNK$  diagram (Shand, 1947), with the red line distinguishing between I-type and S-type granitoids (Chappell and White, 1992).

Th, K و ناهنجاری منفی آنها در عناصر Ba, Nb, P و Ti نسبت به گوشته اولیه، شاخص مناطق فرورانش بوده و نشان دهنده ورود مواد پوسته‌ای در تشکیل این سنگ‌ها است. همچنین این سنگ‌ها (گرانودیوریت‌ها) از عناصر بزرگ یون سبک مانند K, Pb, U, CS و عناصر خاکی نادر سبک مانند Ce و La غنی شدگی نشان می‌دهند که معرف آرایش پوسته‌ای مذاب‌های سازنده سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد (Almeida, 2007) با توجه به ویژگی‌های ذکر شده و موقعیت مکانی این توده، می‌توان گفت که تشکیل این توده در یک محیط زمین‌ساختی پس از برخورد وابسته به کرانه‌های قاره‌ای فعال تشکیل شده است. در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) و نسبت به کندریت (بوینتون، ۱۹۸۴) برای توده‌های مونزوگرنایت و سینوگرنایت منطقه مورد مطالعه، آنومالی منفی Nb, Ti, Ba, Sr و آنومالی مثبت K, Rb, Th, La و Ce نشان از منشأ گرفتن این سنگ‌ها از پوسته قاره‌ای است (Almeida, 2007) آنومالی منفی Eu احتمالاً به دلیل کمبود کلسیم در سنگ مادر پلیتی آنهاست. آنومالی منفی Ba و Sr حاکی از جدایش پلاژیوکلاز در طول تفریق یا باقی ماندن آن بصورت فازهای کانیایی پایدار در طول ذوب بخشی در سنگ منشأ است (Mshiu and Maboko, 2012). با توجه به اینکه مونزوگرنایت و سینوگرنایت‌های منطقه مورد مطالعه حاصل ذوب بخشی اند، در توجیه آنومالی‌ها باید در ارتباط با فرآیند ذوب تفسیر شوند. بنابراین بهترین تفسیر جهت آنومالی‌های مشاهده شده، باقی ماندن فازهای حاوی این عناصر در طی ذوب بخشی هستند. به طور کلی گرنایت-ها (مونزوگرنایت و سینوگرنایت) نسبت به گرانودیوریت‌ها تهی شدگی بیشتری نسبت به عناصر Ti, Zr, Sr, Ti, Tm, Ba, Nb و Yb نشان می‌دهند که مؤید منشأ پوسته‌ای آنها و از ویژگی‌های گرنایت‌های نوع S می‌باشد (شکل ۸ F-E) (Tchameni et al, 2007).

با توجه به نتایج بدست آمده و تغییرات عناصر خاکی نادر و عناصر فرعی برای توده گرانودیوریت و گرنایت‌ها (مونزوگرنایت و سینوگرنایت)، نمودارهای عنکبوتی به صورت مجزا ترسیم شد. بر اساس نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) و نسبت به کندریت (Boynton, 1989) برای توده گرانودیوریت مورد مطالعه، فراوانی عناصر این سنگ‌ها از سمت عناصر نادر خاکی سبک به سمت عناصر نادر خاکی سنگین کم می‌شود. بنابراین در نمودار گرانودیوریت‌های منطقه غنی شدگی زیاد در LREE و غنی شدگی کمتری در HREE دیده می‌شود (شکل ۸ A)، در حالی که در الگوی عناصر نادر خاکی مونزوگرنایت‌ها و سینوگرنایت‌ها دارای فراوانی کمتری از REE نسبت به گرانودیوریت‌ها هستند (شکل ۸ B). تقعر جزئی در الگوی عناصر نادر خاکی (مونزوگرنایت و سینوگرنایت) و یا تهی شدگی MREE را به تفریق هورنبلند و یا اسفن نسبت داده اند (Hoskin et al, 2000). در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) و نسبت به کندریت (Boynton, 1989) برای توده‌های گرانودیوریت منطقه مورد مطالعه، شامل غنی شدگی عناصر Th, Rb, Ce و نسبت به عناصر P, Zr, Eu, Y و Lu و ناهنجاری منفی Ti و Nb و نیز نبودن ناهنجاری منفی Eu است که نشان از ویژگی‌های حاشیه فعال قاره است (Floyd and Winchester, 1975) همچنین غنی شدگی عناصر Rb, K, Ce و Th و تهی شدگی عناصر Nb و Ti از ویژگی‌های گرنایت‌های قوس آتشفشانی وابسته به مناطق فرورانش است (Wilson, 1989) ناهنجاری منفی Nb نیز شاخص مناطق وابسته به فرورانش و حاشیه‌های فعال قاره‌ای است (مانیاری و پیکولی، ۱۹۸۹) و بر اثر تفریق Nb نسبت به Th و Ce در آمفیبول، تیتانیت و روتیل در حین آبگیری و یا ذوب بخشی صفحه فرورنده ایجاد می‌شود (Pearce, 1996). ناهنجاری مثبت سنگ‌ها در عناصر Zr.



شکل ۸: A: نمونه‌های گرانودیوریت منطقه مورد مطالعه در نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی (REE) بهنجار شده به کندریت (Boynton, 1989). B: نمونه‌های مونزوگرانیت و سینوگرانیت منطقه مورد مطالعه در نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی (REE) بهنجار شده به کندریت (Boynton, 1989). C: نمونه‌های گرانودیوریت منطقه مورد مطالعه در نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989). D: نمونه‌های مونزوگرانیت و سینوگرانیت منطقه مورد مطالعه در نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989). E: نمونه‌های گرانودیوریت منطقه مورد مطالعه در نمودار عنکبوتی بهنجار شده به کندریت (Boynton, 1989). F: نمونه‌های مونزوگرانیت و سینوگرانیت منطقه مورد مطالعه در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1989).

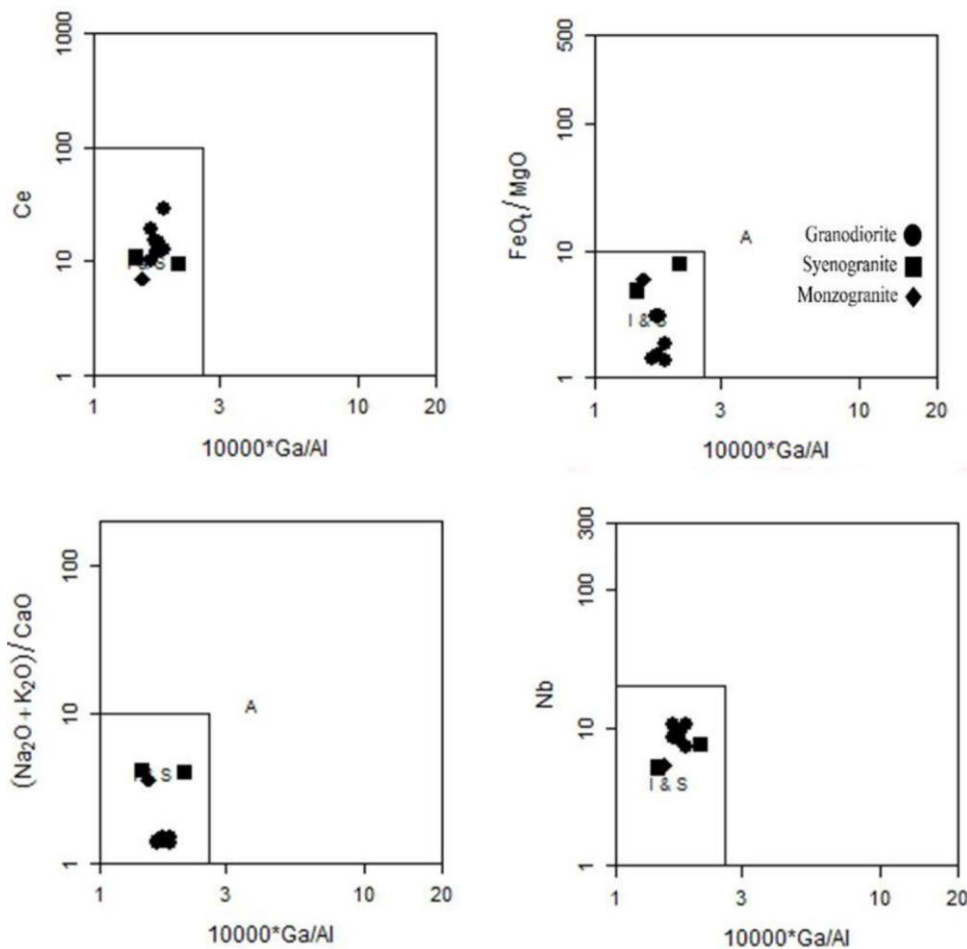
Fig. 8: A: Granodiorite samples from the study area plotted on the chondrite-normalized rare earth element (REE) spider diagram (Boynton, 1989). B: Monzogranite and syenogranite samples from the study area plotted on the chondrite-normalized REE spider diagram (Boynton, 1989). C: Granodiorite samples from the study area plotted on the primitive mantle-normalized spider diagram (Sun and McDonough, 1989). D: Monzogranite and syenogranite samples from the study area plotted on the primitive mantle-normalized spider diagram (Sun and McDonough, 1989). E: Granodiorite samples from the study area plotted on the chondrite-normalized spider diagram (Boynton, 1989). F: Monzogranite and syenogranite samples from the study area plotted on the chondrite-normalized spider diagram (Boynton, 1989).



(مسکویت اولیه) و کانی‌های دگرگونی (گارت) در سینوگرانیت‌ها و عدم حضور این کانی‌ها در گرانودیوریت‌ها، و فور هورنبلند و اسفن اولیه در گرانودیوریت‌ها و عدم حضور این کانی‌ها در مونزوگرانیت و سینوگرانیت‌ها، نسبت  $A/CNK$  کمتر از ۱/۱ برای برخی نمونه‌ها (گرانودیوریت‌ها) و غنی‌شدگی بیشتر عناصر  $U$ ،  $Ta$ ،  $RB$ ، در گرانیت‌ها (مونزوگرانیت و سینوگرانیت) در مقایسه با گرانودیوریت‌ها این ادعا را تأیید می‌نمایند. بر اساس نمودار والن و همکاران که برای تفکیک گرانیتوئیدهای  $A$  از نوع  $I$  و  $S$  مورد استفاده قرار می‌گیرد (Whalen et al, 1987)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های نوع  $I$  و  $S$  واقع می‌شوند و  $A$  بودن آنها منتفی است (شکل ۹).

### منشأ و جایگاه تکتونیکی

شواهد صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی حاکی از آن است که سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه سیدال دارای دو تیپ ( $I$  و  $S$ ) متفاوت هستند، درصد وزنی بالای  $Na_2O$  (بیشتر از ۳/۲ درصد) برای تعدادی از نمونه‌ها (گرانودیوریت‌ها) و کمتر بودن این درصد برای برخی نمونه‌های دیگر (مونزوگرانیت و سینوگرانیت‌ها)، نسبت  $Fe_2O_3/FeO > 0.2$  برای توده‌های گرانودیوریت و نسبت  $Fe_2O_3/FeO < 0.2$  برای توده‌های مونزوگرانیت و سینوگرانیت، مشاهده انکلاوهای کوارتزیدیوریتی و گابرویی در تعدادی از نمونه‌ها (گرانودیوریت‌ها) و عدم مشاهده در نمونه‌های دیگر، وجود کانی‌های آلومینوسیلیکات



شکل ۹: نمودار والن و همکاران جهت تفکیک گرانیتوئیدهای  $I$ ،  $S$  و  $A$  (Whalen et al, 1987).

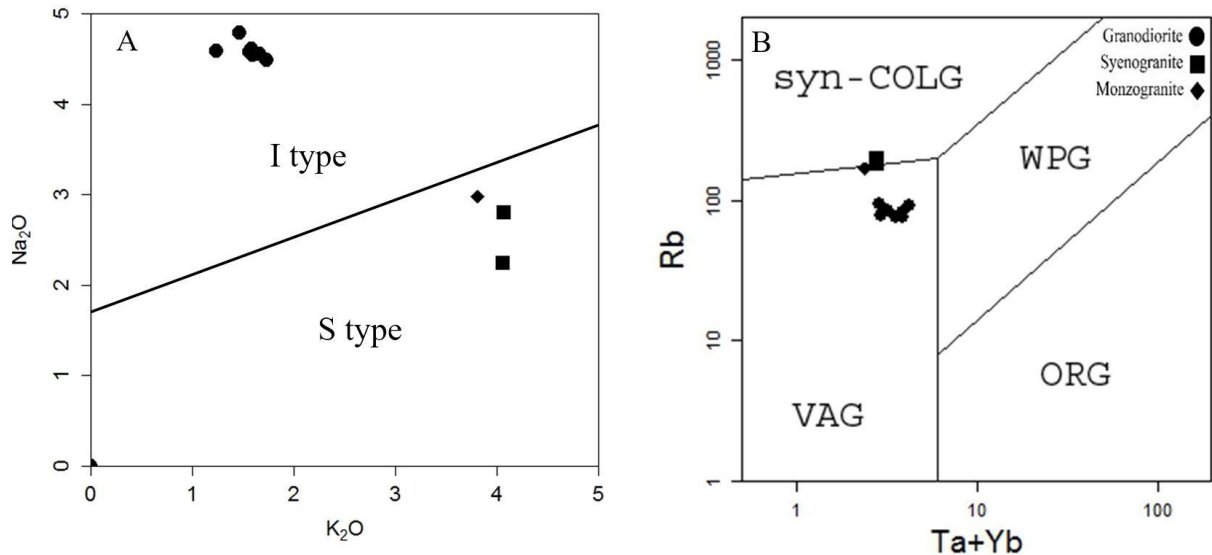
Fig. 9: The Whalen et al. (1987) diagram for distinguishing I-type, S-type, and A-type granitoids.

دو نوع گرانیتوئید  $I$  و  $S$  را به خوبی از هم تفکیک می‌نماید. در این نمودار، اکثر سنگ‌های منطقه سیدال در محدوده گرانیتوئیدهای تیپ  $I$  و سه نمونه سینوگرانیت و

با توجه به اینکه گرانیتوئیدهای نوع  $S$  نسبت به نوع  $I$  حاوی پتاسیم بیشتری می‌باشند، بنابراین نمودار درصد وزنی  $Na_2O$  در مقابل  $K_2O$  (Chappell and White, 2001)

کمان آتشفشانی و نمونه‌های مونزوگرانیت و سینوگرانیت در مرز محیط‌های برخوردی تا کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند.

مونزوگرانیت (نمونه‌های ۵۵۵۷-۵۵۵۸-۵۵۵۹ در جدول ۲ در محدوده تیپ S قرار گرفته‌اند (شکل ۱۰ A). بر اساس نمودار موقعیت تکتونیکی Rb در مقابل Ta+Yb (Pearce, 1996) نمونه‌های گرانودیوریت در محدوده گرانیتوئیدهای



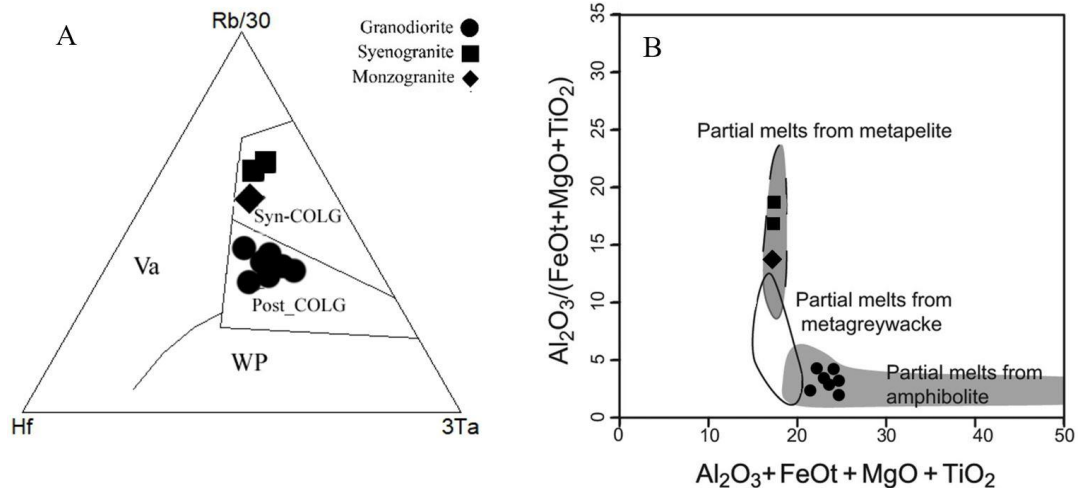
شکل ۱۰: A: نمودار در مقابل  $K_2O$  برای تمایز بین دو نوع گرانیتوئید I و S (Chappell and White, 2001). B: نمودار Rb در مقابل Ta+Yb به منظور تعیین جایگاه زمین ساختی سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه (Pearce, 1996).

Fig. 10: A: The  $Na_2O$  vs.  $K_2O$  diagram for distinguishing between I-type and S-type granitoids (Chappell and White, 2001). B: The Rb vs. Ta+Yb diagram for determining the tectonic setting of the studied granitoid rocks (Pearce, 1996).

هستند، اما مذاب‌های به وجود آمده از مسکوویت و بیوتیت دارای میزان کم  $CaO$  و نسبت  $RB/SR$  بالا و نسبت  $Sr/Ba$  پایینی هستند (Zhang et al, 2007). باتوجه به داده‌های آنالیزشیمیایی می‌توان دو سنگ مادر متفاوت برای گرانودیوریت‌ها و نمونه‌های سینوگرانیت و مونزوگرانیت متصور بود. بر اساس نمودار Patino Douce, 1999 گرانودیوریت‌ها اکثراً از ذوب بخشی آمفیبولیت‌ها (بازالتی) و مونزوگرانیت و سینوگرانیت‌ها در محدوده ذوب بخشی رسوبات پلیتی قرار می‌گیرند (شکل ۱۱ B).

غنی بودن این سنگ‌ها از  $Na_2O$ ،  $K_2O$  و LILE نشان می‌دهد که مذاب‌های پوسته‌ای نقش مؤثری در تشکیل و تحول آنها داشته است. مافیک‌تر بودن گرانودیوریت‌ها می‌تواند نشانه منشأ گرفتن آنها از یک منبع مافیک مانند متابازالت باشد.

تفکیک دو محیط تکتونیکی بر طبق نمودار سه‌تایی  $Hf$ .  $Rb/30$ ،  $Ta*3$  (Harris et al, 1986) محرز و اغلب نمونه‌ها در موقعیت پس از برخورد و سه نمونه (۵۵۵۷-۵۵۵۸-۵۵۵۹) در محدوده همزمان با تصادم قرار می‌گیرند (شکل ۱۱ A). بالا بودن نسبت  $Th/Yb > 5$  و  $La/Yb$  در نمونه‌های گرانودیوریتی نشان می‌دهد که ماگمای سازنده این توده‌ها از نوع ماگماهای فلسیک قوس قاره است (Condie, 1989). برای تشکیل ماگماهای فلسیک قوس قاره‌ای دو الگو پیشنهاد شده است: (۱) فرآیند تفریق بلوری همراه با آلودگی (Grove and Nolan, 1986)، (۲) ذوب پوسته زیرین بر اثر تزریق ماگماهای بازالتی مشتق از گوشته که گرمای لازم برای ذوب بخشی سنگ‌های پوسته زیرین را فراهم می‌کند (Bullen and Clynne, 1990). ماگماهای حاصل از ذوب آمفیبول دارای میزان بیشتری از عناصر  $CaO$  و  $Na_2O$



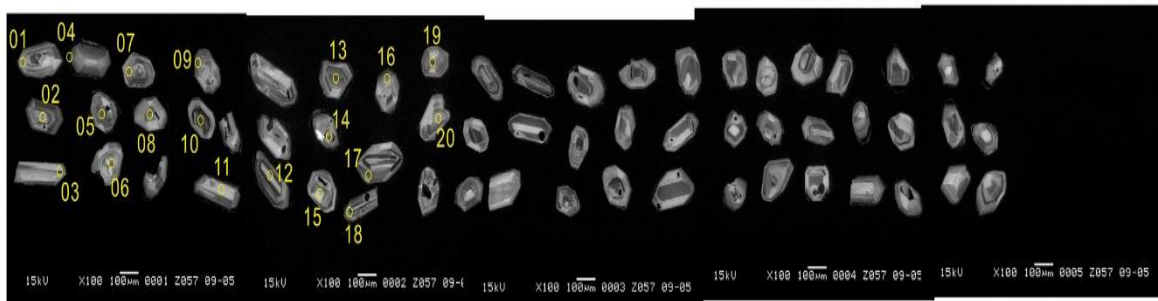
شکل ۱۱: (A) نمودار سه تایی Hf، Rb/30، Ta\*3 (Harris et al, 1986). B: قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آمفیبولیت و پلیت ها (Patino Douce, 1999).

Fig. 11: A: The ternary diagram of Hf, Rb/30, and Ta\*3 (Harris et al., 1986). B: The placement of the studied samples within the amphibolite and pelite (Patino Douce, 1999).

حاصل از این پژوهش، سن تبلور این توده  $54/3 \pm 0/7$  میلیون سال (اوایل ائوسن) می‌باشد که سن بدست آمده جوان‌تر از زمان باور شده قبلی (کرتاسه) برای این توده است که با دیگر نتایج این پژوهش همخوانی دارد. نسبت U/Th در زیرکن‌های مورد مطالعه کمتر از ۱ و نشان دهنده ماهیت ماگمایی آنها، و سن بدست آمده سن تبلور توده آذرین (Cherniak and Watson, 2000) است. این نسبت در زیرکن‌های دگرگونی بیش از ۵ تا ۱۰ و در زیرکن‌های آذرین کمتر از ۵ تا ۱۰ است (Rubatto, 2002; Williams, 2001). نفوذ این توده به درون مجموعه افیولیتی کرتاسه حاکی از آن است که این رخداد مربوط به بعد از جایگیری مجموعه افیولیتی است.

### سن سنجی

با توجه به مطالعات انجام گرفته، یک نمونه از واحد گرانودیوریتی به منظور سن سنجی به روش زیرکن - اورانیوم - سرب انتخاب شد (با توجه به غالب بودن و همگن بودن این توده). دانه‌های زیرکن با استفاده از مایعات سنگین جدا و سپس فرآیندهای لازم برای سن سنجی را طی می‌نماید (Hoskin and Schaltegger, 2003) (شکل ۱۲). نتایج حاصل از سن سنجی بیست دانه زیرکن از نمونه ذکر شده در جدول ۳ و نمودار کنکوردیای مربوط در شکل ۱۴ نمایش داده شده است. در این کانی‌ها، زونینگ دیده می‌شود (شکل ۱۲) که نشانگر منشأ ماگمایی زیرکن هاست (Hanchar and Miller, 1993). براساس نتایج



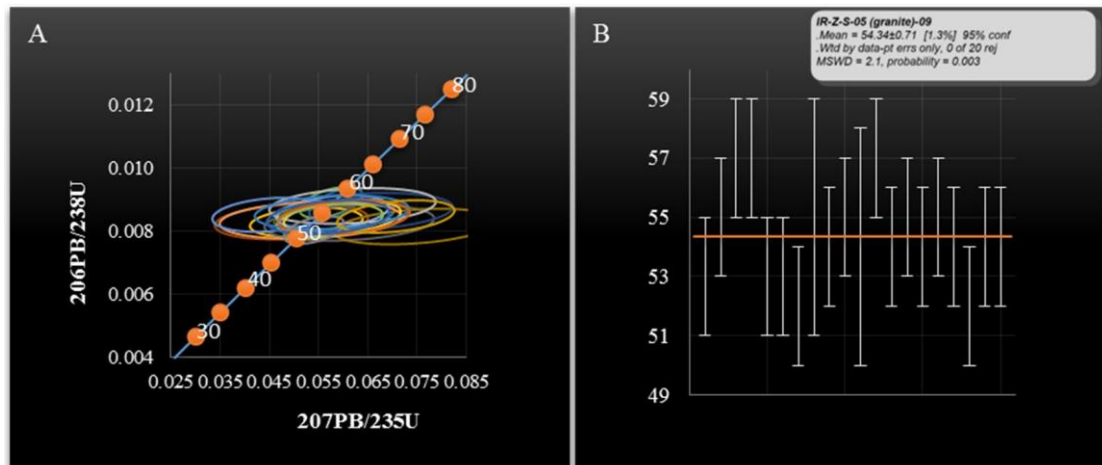
شکل ۱۲: تصویر CL (کاتد لومینسانس) از دانه‌های زیرکن که مورد سن سنجی قرار گرفته است.

Fig. 12: CL (Cathodoluminescence) image of zircon grains analyzed for geochronology.

جدول ۲: نتایج حاصل از سن سنجی بیست نقطه از یک نمونه مربوط به توده گرانیتوئید سیدال

Table 2: Geochronological results from twenty analyzed spots of a sample from the Seydal granitoid body.

Analysis	CORRECTED RATIOS								CORRECTED AGES (Ma)											
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/\text{U}$ (ppm)		Th/U	
	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$	1 $\sigma$			
9105-01	0/0461	0/0034	0/0526	0/0047	0/0083	0/0002	0/0027	0/0002	1/98	0/01	2	138	52	5	53	1	54	3		129
9105-02	0/0501	0/0029	0/0589	0/0047	0/0085	0/0002	0/0029	0/0001	1/65	0/01	199	122	58	4	55	1	58	2	169	0/606
9105-03	0/0469	0/0013	0/0576	0/0026	0/0089	0/0002	0/0030	0/0001	1/19	0/01	42	52	57	2	57	1	61	1	372	0/840
9105-04	0/0477	0/0010	0/0584	0/0022	0/0089	0/0002	0/0030	0/0001	3/48	0/01	86	43	58	2	57	1	61	2	523	0/287
9105-05	0/0431	0/0045	0/0494	0/0064	0/0083	0/0002	0/0028	0/0001	1/51	0/01	-120	176	49	6	53	1	57	2	116	0/662
9105-06	0/0538	0/0049	0/0613	0/0070	0/0083	0/0002	0/0025	0/0001	1/54	0/01	363	189	60	7	53	1	50	2	102	0/649
9105-07	0/0663	0/0044	0/0745	0/0068	0/0082	0/0002	0/0025	0/0001	1/93	0/01	815	129	73	6	52	1	50	3	113	0/518
9105-08	0/0540	0/0049	0/0642	0/0074	0/0086	0/0002	0/0028	0/0002	1/97	0/01	370	190	63	7	55	2	57	3	101	0/508
9105-09	0/0511	0/0036	0/0596	0/0056	0/0085	0/0002	0/0028	0/0001	1/99	0/01	245	148	59	5	54	1	57	2	137	0/503
9105-10	0/0488	0/0029	0/0579	0/0047	0/0086	0/0002	0/0028	0/0001	1/24	0/01	137	119	57	4	55	1	57	2	172	0/806
9105-11	0/0462	0/0054	0/0532	0/0075	0/0084	0/0002	0/0027	0/0001	1/55	0/01	10	219	53	7	54	2	55	3	94	0/645
9105-12	0/0510	0/0046	0/0619	0/0069	0/0088	0/0002	0/0028	0/0001	1/39	0/01	239	182	61	7	57	1	56	1	132	0/719
9105-13	0/0511	0/0030	0/0597	0/0049	0/0085	0/0002	0/0028	0/0001	1/18	0/01	245	124	59	5	54	1	56	2	163	0/847
9105-14	0/0384	0/0032	0/0451	0/0048	0/0085	0/0002	0/0026	0/0001	1/46	0/01	-383	224	45	5	55	1	53	2	160	0/685
9105-15	0/0495	0/0028	0/0572	0/0044	0/0084	0/0002	0/0026	0/0001	1/63	0/01	173	116	56	4	54	1	53	2	183	0/613
9105-16	0/0487	0/0044	0/0577	0/0064	0/0086	0/0002	0/0027	0/0001	2/04	0/01	134	178	57	6	55	1	55	2	116	0/490
9105-17	0/0516	0/0035	0/0602	0/0055	0/0085	0/0002	0/0029	0/0001	1/84	0/01	270	143	59	5	54	1	59	2	140	0/543
9105-18	0/0485	0/0014	0/0539	0/0025	0/0081	0/0002	0/0025	0/0001	0/9	0/01	124	60	53	2	52	1	50	1	400	1/111
9105-19	0/0604	0/0029	0/0707	0/0049	0/0085	0/0002	0/0028	0/0001	1/46	0/01	617	95	69	5	54	1	56	2	169	0/685
9105-20	0/0488	0/0033	0/0569	0/0051	0/0085	0/0002	0/0026	0/0001	1/82	0/01	139	136	56	5	54	1	52	2	155	0/549



شکل ۱۳: A: نمودار کنکور دیا، B: نمایش سن میانگین نمونه IR-Z-S از اطلاعات ایزوتوپی U-Pb.

Fig. 13: A: Concordia diagram. B: Mean age representation of sample IR-Z-S based on U-Pb isotopic data.

منفی Ti و Nb و نیز نبودن ناهنجاری منفی Eu است که نشان از ویژگی‌های حاشیه فعال قاره است. در مونزو گرانیت و سینوگرانیت‌ها آنومالی منفی Sr، Ba، Ti، P و Nb و آنومالی مثبت K، Rb، Th، La و Ce نشان از منشأ گرفتن این سنگ‌ها از پوسته قاره‌ای است. در نمودارهای ژئوشیمیایی، توده‌ها دارای ماهیت کالک آلکانل و کالک آلکانل پتاسیم بالا می‌باشند و از نظر شاخص اشباع از آلومین، مت‌آلومین (نوع I) تا اندکی پرآلومین (نوع S) هستند. با توجه به ویژگی‌های صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی توده‌های گرانیتوئیدی سیدال و مقایسه آنها با اختصاصات انواع گرانیتوئیدها، این سنگ‌ها در گروه گرانیت‌های تیپ I و S قرار می‌گیرند. گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه بر اساس نمودارهای متمایزکننده

### نتیجه‌گیری

توده‌های گرانیتوئیدی سیدال متشکل از گرانودیوریت، مونزوگرانیت و سینوگرانیت می‌باشند. انکلاوهای موجود در توده نیز از نوع میکروگرانولار غنی از کانی‌های مافیک با ترکیب کوارتز دیوریتی و زینولیت‌ها از جنس گابرو می‌باشند. در نمودارهای عنکبوتی توده‌های گرانودیوریتی منطقه مورد مطالعه، عناصر ناسازگار سبک غنی‌شدگی بیشتری نسبت به عناصر کمیاب سنگین از خود نشان می‌دهند که این خصوصیت از ویژگی‌های بارز سنگ‌های کالک آلکانل مناطق فرورانش است، همچنین در نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت رفتار عناصر گرانودیوریت‌های سیدال شامل غنی‌شدگی عناصر Ce، Th و Rb نسبت به عناصر Lu، P، Zr، Eu، Y و ناهنجاری

قطع کرده است و لذا پس از بسته شدن باریکه اقیانوسی و جایگیری سنگ کره اقیانوسی برحاشیه قاره رخ داده است.

### سپاسگزاری

نویسندگان این مقاله از هیچ سازمان یا ارگانی کمک مالی دریافت نکرده‌اند.

### References

- Almeida, M.E., Macambira, M.J.B. and Oliveira, E.C., 2007. Geochemistry and zircon geochronology of the I-Type high K calc-alkaline and S-Type granitoid rocks from Southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in central portion of Guyana shield” *Precambrian Res.*, v. 155, p. 69-97.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments, *Lithos*, v. 46, p. 605-626.
- Batchelor, R.A. and Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic para, *Chemical Geology*, v. 48, p. 43-55.
- Bonin, B., 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects, *Lithos*, v. 97, p. 1-29.
- Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W. and Stephens, W.E., 1997. Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics, *Kluwer*, 358 p.
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier Sci Publ. Co., Amsterdam.
- Bullen, T.D. and Clyne, M.A., 1990. Trace element and isotopic constraints on magmatic evolution at Lassen Volcanic Center, California.
- Camp, V.E. and Griffis, R.J., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, v. 15, p. 221-239.
- Castillo, P. R., 2006. An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin*, v. 51, p. 257-268.
- Chappell, B.W., 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractional haplogranites, *Lithos*, v. 46, p. 535-551.
- Chappell, B. W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types, 25 years later, *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 48, p. 489-499.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1992. I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, v. 83, p. 1-26.
- Cherniak, D.J. and Watson, E.B., 2000. Pb diffusion in zircon, *Chemical Geology*, v. 172, p. 5-24.
- Chiu, H.Y., Chung, S.L., Wu, F.Y., Liu, D., Liang, Y.H., Lin, I.J., Iizuka, Y., Xie, L.W., Wang, Y. and Chu, M.F., 2009. Zircon U-Pb and Hf isotopic constraints from eastern ranshimalayan batholiths on the precollisional magmatic and tectonic evolution in southern Tibet, *Tectonophysics*, v. 477, p. 3-19.
- Clark, W.B., 1992. Gold districts of California. California Division of Mines and Geology Bulletin, 193 p.
- Condie, K.C., 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance. *Lithos* 23: 1-18. diffusion modeling based on petrography: Case study of the Okueyama granitic body, Kyushu, Japan. *Lithos*, v. 106, p. 237 260.
- Eftekharnjad, J., 1991. Geological Map of Birjand, No. K8, 1:250000 scales, Geological Survey of Iran. for interpretation of complex crustal histories. *Chem. Geol.*, v. 110, p. 1-13.
- Floyd, P.A. and Winchester, J.A., 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile element, *Earth Planetary Science*, v. 27, p. 211-218.
- Grove, T.L. and Donnelly-Nolan, J.M., 1986. The evolution of young silicic lavas at Medicine Lake volcano, California: implications for the origin of compositional gaps in calc-alkaline series lavas, *Contrib Mineral Petrol*, v. 92, p. 281-302.
- Hanchar, J.M. and Miller, C.F., 1993. Zircon zonation patterns as revealed cathodoluminescence and backscattered electron images: implications.
- Harris, N.B.W. and Inger, S., 1992. Trace element modelling of pelite-derived granites, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 110, p. 46-56.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. and Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: *Collision tectonics*. (Eds. Coward, M. P. and Reis, A. C.) Special Publication, v. 19, p. 67-81. Geological Society of London.

- Hole, M.J., Saunders, A.D., Marriner, G.F. and Tarney, J., 1984. Subduction of pelagic sediments: implication for the origin of Cenozoic basalts from Alexander Islands, *Journal of Geological Society of London*, v. 141, 453-472.
- Hoskin, P.W.O., Kinny, P.D., Wyborn, D. and Chappell, B.W., 2000. Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: an integrated approach, *Journal of Petrology*, v. 41, p. 1365-1396.
- Hoskin, P.W.O. and Schaltegger, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 53, p. 27-62.
- Ishihara, S., 1997. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rock, *Mining Geology*, v. 27, p. 293-305.
- Karlı, O., Uysal, I., Ketenci, M., Dokuz, A., Aydın, F., Kandemir, R. and Wijbrans, J., 2012. Adakite-like granitoid porphyries in Eastern Pontides, NE Turkey: potential parental melts and geodynamic implications, *Lithos*, v. 127, p. 354-372.
- Maniar, P.D. and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids, *Geo. Soc. of Am. Bull.*, v. 101, p. 635-643.
- Middlemost, E.A.K., 1985. Magmas and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology, Longman Group U. K., p. 73-86.
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system, *Earth Science Reviews*, v. 37, p. 215-224.
- Movahhed Aval, M., 1974. Report on Exploration of Copper-Lead-Zinc Deposits of Chehel-Kureh and Na-sagh-e-Pourchangy Kuh-e-Lunka Area, GSI report, 80 p.
- Mshiu, E. and Maboko, M.A.H., 2012. Geochemistry and petrogenesis of the late Archaean high-K granites in the southern Musoma-Mara Greenstone Belt: Their influence in evolution of Archaean Tanzania Craton, *J. African Earth Sci.*, v. 66, p. 1-12.
- Nabavi, M.H., 1976. An introduction to geology of Iran, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Navai, I., 1974. Geological Map of Sahlabad, No. K7954, 1:100000 scales, Geological Survey of Iran.
- Nédélec, A. and Bouchez, J.L., 2015. *Petrology, Structure, Geological Setting, and Metallogeny*, Oxford University Press.
- Nezafati, N., 2006. Au-Sn-W-Cu-Mineralization in the Astaneh-Sarband Area, West central Iran including a comparison of the ores with ancient bronze artifacts from Western Asia. PhD, Eberhard-Karls-Universität Tübingen, 116 p.
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Yang, H.M., Chu, C.H., Lee, H.Y., Lo, C.H., 2012. Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut-Sistan region, eastern Iran. *Chemical Geology*, v. 306-307, p. 40-53.
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu, C.H., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2013. Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications, *Lithos*, v. 180-181, p. 234-251.
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*, Second edition. Springer-Verlag, Berlin.
- Patino Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origins of granitic magmas In: Castro, A. Fernandez C. and Vigneresse, J. L. (Eds.): *Understanding granites: intergrating new and classical techniques*. Geological Society of London, Special Publication, v. 168, p. 55-75.
- Pearce, J.A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, v. 19, p. 120-125.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 58, p. 63-81.
- Roman-Berdiel, T., Aranguren, A., Cuevas, J. and Tubia, J.M., 1998. Compressional granite-emplacement model: Structural and magnetic study of the Trives Massif (NW Spain), *Lithos*, v. 44, p. 37-52.
- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism, *Chemical Geology*, v. 184, p. 123-138.
- Sadeghian, M., Bouchez, J.L., Nedelec, A., Siqueir, R. and Valizadeh, M.V., 2005. The granite pluton of Zahedan (SE Iran): a petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtensional setting, *J. of Asian Earth Sciences*, v. 25, p. 301-327.
- Sawkins, F.J., 1989. *Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics*, Springer, 325 p.
- Shand, S.J., 1947. *Eruptive rocks*. D. Van Nostrand Company, New York.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran; a review, *American Association*.
- Streckeisen, A.L. and Le Maitre, R.W., 1979. chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks, *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, v. 136, p. 169-206.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name, *Earth-Science Reviews*, v. 12, p. 1-33.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and process. In: *Magmatic in ocean basins*. (Eds. Saunders, A.

- D. and Norry, M. J.) v. 42, p. 313-345. Geological Society Publication, London.
- Sylvester, P.J., 1989. Post-collisional alkaline granites, *Journal of Geology*, v. 97, p. 261-280.
- Takahashi, M., Aramaki, S. and Ishihara, S., 1980. Magnetite series/ Ilmenite series vs. I type/ S type granitoids, *Mining geology special issue*, v. 8, p. 13-28.
- Tchameni, R., Pouclet, A., Penaye, J., Ganwa, A.A and Toteu, S.F., 2007. Petrography and geochemistry of Ngaoundere Pan-African granitoids in Central North Cameroon: Implications for their sources and geological setting" *J. Afr. Earth sci.*, v. 44, p. 511-529.
- Thompson, R.N., 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province, *Scottish Journal of Geology*, v. 18, p. 49-107.
- Tirrul, R., Bell, L.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran, *G.S.A. Bulletin*, v. 84, p. 134-140.
- Turkian, A., 2009. Study of granitoidic magmatism in south of Qorveh. PhD thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran.
- Walker, R.T., Gans, P., Allen, M., Jackson, J., Khatib, M.M., Marsh, N., Saunders, A. and Zarrinkoub, M.H., 2009. Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran, *Geophys. J. Int.*, v. 177, p. 783-805.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. and Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis, *Contrib Mineral Petrol*, v. 95, p. 407-419.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for name of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, v. 95, p. 185-187.
- Williams, I.S., 2001. Response of detrital zircon and monazite, and their U-Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host-rock partial melting, Cooma Complex, southeastern Australia, *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 48, p. 557-580.
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*, Unwin Hyman Ltd., London, 466 p.
- Winter, D.J., 2014. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*, Prentice hall.
- Yuguchi, T. and Nishiyama, T., 2008. The mechanism of myrme-kite formation deduced from steady-diffusion-kite modeling based on petrography: Case study of the Okueyama granitic body, Kyushu, Japan. *Lithos*, v. 106, p. 237-260.
- Zarrinkoub, M.H., Chung, S.L., Chiu, H.Y., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M. and Lin, I.J., 2010. Zircon U-Pb age and geochemical constraints from the northern Sistan suture zone on the Neotethyan magmatic and tectonic evolution in eastern Iran, tectonic crossroads: evolving of Eurasia- AfricaArabia, Ankara, Turkey.
- Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Chung, S.L. and Khatib, M.M., 2014. Petrography, geochemistry and dating for the Takht-e baz graniteid north-western of Birjand, east of Iran, *Petrology*, v. 5(18), p. 63-76.
- Zarrinkoub, M.H., Pang, K.N., Chung, S.L., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y. and Lee, H.Y., 2012. Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran, *Lithos*, v. 154, p. 392-405.
- Zarrinkoub, M.H., Chung, S.L., Mohammadi, S.S. and Khatib, M.M., 2011. Zircon Uranium- Lead Dating for Bibi Maryam Granitoid, NE of Nehbandan, East of Iran., *Journal of Economic Geology*, v. 3(1), p. 15-27.
- Zarrinkoub, M.H., Chung, S.L., Mohammadi, S.S., Mahdi Khatib, M.M., Fotoohi-Rad, G.R., Gholami, E. and Abbaslu, F., 2012. Petrogenesis and isotopic age dating (uranium-lead) on zircon in granitoid body of metamorphic complex in Zul, southwest of Qaen, East of Iran, *Iranian Journal of geology*, v. 5(20), p. 73-86.
- Zhang, J.Y., Ma, C.Q., She, Z.B., Zhang, X.G. and Zhou, H.S., 2007. The early Paleozoic Tiefosi syn-collisional granite in the northern Dabie orogen: geochronological and geochemical constraints, *Earth Sciences*, v. 50(6), p. 847-856.