



مدلسازی دمایی-زمانی U-Th-Pb-He توده نفوذی لیسار در کوههای تالش، شاهدهی بر الگوی فرایش شمال غرب

فلات ایران در سنوزویک پایانی



چکیده:

روند سردشدگی توده های نفوذی از زمان نفوذ تا رسیدن آنها به سطح زمین می تواند اطلاعات ارزشمندی در خصوص تاریخچه و الگوی فرآیند کمربندهای کوهزایی ارایه نماید. رسیدن به این تاریخچه نیازمند مدلسازی حرارتی و آرون این توده ها می باشد. سن سنجی سه گانه U-Th-Pb-He بر روی بلورهای آپاتیت و زیرکن یک نمونه منفرد از توده نفوذی با توجه به در برگیری پنجره های حرارتی ۷۵۰، ۲۴۰ و ۷۵ درجه سانتیگرادی می تواند داده های اولیه مورد نیاز جهت مدلسازی حرارتی و آرون را فراهم نماید. توده نفوذی لیسار در کوههای تالش در شمال غرب فلات ایران در ۱۷۹ میلیون سال پیش جایگیری نموده و به تدریج پنجره های حرارتی ZHe و AHe را در زمانهای ۱۲۳/۸ و ۱۱/۸ میلیون سال پیش پشت سر گذاشته است. مدلسازی حرارتی این داده های سردشدگی در ترکیب با شواهد زمین شناسی و ساختاری مشاهده شده در کوههای تالش نشان دهنده آن است که این توده بعد از سردشدگی بسیار سریع ماگماتیک دو مرحله فرایش به سطح را در بازه های زمانی کرتاسه پایانی و سنوزویک پایانی متحمل شده است. فاز نهایی سردشدگی این توده در ارتباط با تغییرشکل سریع مرزهای شمالی فلات ایران در میوسن میانی بوده است. پس از رخنمون نهایی در ۶/۳ میلیون سال پیش بیش از ۱ کیلومتر فرسایش و با نرخ ۰/۲ میلی متر در سال را متحمل شده است.

کلید واژه ها: گرانیت لیسار، سردشدگی ماگمایی، سردشدگی فرایشی، مدلسازی حرارتی و آرون، تعیین سن سه گانه



Time-temperature U-Th-Pb-He modelling of the Lisar Granite in the Talesh Mountains, Evidence for Late Cenozoic exhumation pattern at NW Iranian Plateau

Abstract:

Cooling history of the intrusive bodies from their time of emplacement till exposure at the surface provides valuable information about the exhumation history of the orogenic belts. Thermal inverse modelling could reveal the exhumation history of the intrusive bodies based on their chronometric cooling ages. The U-Th-Pb-He triple chronometric ages of zircon and apatite crystals, with closure temperature of 750°C, 240°C and 75°C respectively, can be used as primary data set to reconstruct magmatic and exhumation cooling history of the intrusive bodies. Lisar Granite located in Talesh Mountains at the NW Iranian Plateau margin have been intruded and emplaced at ~179Ma. The apatite and zircon U-Th/He and chronometric ages represent that this intrusive body has been passed 240°C and 75°C closure temperatures at 123.8Ma and 11.8Ma, respectively. The thermal inverse modelling combined with the structural and geologic observations documents 2 stages of surface exposure of the Lisar intrusive body during the Late Cretaceous and Late Cenozoic time. The final cooling stage of this granite is occurred during the middle Miocene phase of rapid deformation that influenced the northern margin of the Iranian Plateau. The middle Miocene deformation event at 6.3 Ma has finally led the Lisar Granite to exposure at the surface. Since 6.3Ma, 1.2 Km of the granite with the erosion rate of 0.2mm/yr has been eroded.

Keywords: Lisar Granite, Magmatic cooling, Exhumation Cooling, Inverse thermal modelling, Triple Dating





مقدمه :

دما-زمان‌سنجی (Thermochronology) ابزاری است که امکان استخراج اطلاعات در خصوص تاریخچه سردشدگی (Cooling History) یک سنگ را ارائه می‌نماید (e.g., Braun et al., 2006). این روش بر پایه تقابل بین عنصر نوزاد (Daughter element) تولید شده در طی واپاشی رادیواکتیو در شبکه بلوری کانیهای موجود در سنگ و خروج انتشاری این عنصر نوزاد از بافت سنگ می‌باشد. خروج عنصر نوزاد از شبکه بلوری کانیهای سنگ به شدت تابع تغییرات درجه حرارت می‌باشد. از آنجایی که میزان درجه حرارت در تبعیت از گرادیان زمین گرمایی ناحیه ای، به سمت عمق در لیتوسفر زمین افزایش می‌یابد، بنابراین این اطلاعات دمایی قابل تبدیل به اطلاعات ساختاری و دما-زمان‌سنجی بوده و می‌توانند عمق قرارگیری سنگ در یک زمان مشخص را نشان دهند. بنابراین در خصوص سنگهایی که در اعماق لیتوسفر واقع بوده و اکنون در سطح رخنمون یافته اند، دما-زمان‌سنجی درجه حرارت پایین بهترین ابزار جهت آشکار سازی کمی زمان و نرخ فرآیش (Exhumation) این واحدهای سنگی در سطح زمین می‌باشد. از آنجایی که فرایندهای زمین ساختی بویژه فعالیت گسلها در ترکیب با فرآیندهای فرسایشی ساختار حرارتی لیتوسفر را به شدت تحت تاثیر قرار می‌دهند لذا اطلاعات حاصل از دما-زمان‌سنجی درجه حرارت پایین در تلفیق با فرآیندهای زمین ساختی و فرسایشی حداکثر کارایی را خواهند داشت (e.g., Braun et al., 2006).

از آنجا که تعیین سن دقیق تبلور و جایگیری در عمق توده های نفوذی و همچنین جایگیری به سطح زمین آنها در نتیجه فرآیندهای فرسایشی و فرآیندهای زمین ساختی امکان پذیر است، بنابراین ابزاری مناسب جهت تخمین میزان فرایش در موقعیتهای زمین ساختی متفاوت می‌باشند. فرآیندهای متفاوتی شامل سردشدگی انتقالی (Conduction cooling)، گرمای نهان تبلور و همجوشی (Latent heat of crystallization and fusion)، همرفت گرمایی درون توده ماگمایی (Thermal convection within magma body)، چرخشهای گرمایی (Hydrothermal circulation) ایجاد شده توسط توده نفوذی، فرآیش و فرسایش سرد شدن یک توده نفوذی را کنترل می‌نمایند. در مجموع تاریخچه حرارتی کامل توده های نفوذی شامل سردشدگی ماگماتیک و سردشدگی فرآیندهای آنها می‌باشد (Fu et al., 2010). مدلسازیهای عددی نشان دهنده آنست که سردشدگی ماگماتیک توده های نفوذی پیچیده است ولی به دو بخش کاملاً مجزا قابل تقسیم می‌باشد. در مرحله اول توده نفوذی به محض برخورد با سنگ دربرگیرنده که در حال گرم شدن است به سرعت سرد می‌شود. این مرحله نرخ سردشدگی توده بسیار بالا است. در مرحله دوم توده نفوذی و سنگ دربرگیرنده باهم سرد می‌شوند تا زمانی که توده به تعادل دمایی نهایی برسد. اندازه توده نفوذی و عمق نفوذ آن مهمترین فاکتورهایی هستند که فرآیند سردشدگی ماگماتیک توده را کنترل می‌نمایند. اما مرحله نهایی سردشدگی توده های نفوذی شامل سردشدگی فرآیندهای، توسط فرسایش و فرآیندهای فرآیندهای کنترل می‌شود (Fu et al., 2010).

به منظور شناسایی تاریخچه سردشدگی حرارتی توده های نفوذی در دو مرحله سردشدگی ماگماتیک و سردشدگی فرآیندهای، نیاز به تعیین سن زمانی است که توده نفوذی در عمق معینی از پوسته جایگیری نموده و متبلور شده است. اگرچه این عمق جایگیری با توجه به ماهیت خود توده و موقعیت زمین ساختی آن می‌تواند متفاوت باشد ولی تبلور آن در کمتر از ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد می‌باشد کمی بیشتر و یا برابر با درجه حرارت بسته شدگی سیستم U-Pb می‌باشد. بنابراین این روش جهت تعیین سن تبلور و زمان سردشدگی ماگماتیک توده های نفوذی مناسب می‌باشد. تلفیق این روش با دما زمان‌سنجی های با درجه حرارت بستگی کمتر



شامل Apatite U-Th/He و Zircon U-Th/He با پنجره های حرارتی به ترتیب ۷۰ و ۲۰۰ درجه سانتیگراد میتواند سیستم تعیین سن سه گانه (Triple dating) با عنوان U-Th-Pb-He را ارائه نماید که تاریخچه تکامل حرارتی و سردشدگی توده نفوذی را آشکار می سازد (Fu et al., 2010). منحنی دما- سن بدست آمده از مدلسازی در سیستم U-Th-Pb-He، اطلاعات ارزشمندی در خصوص زمان و عمق نفوذ توده، بازه های سنی متبلور شدن، نرخ سردشدگی، سنهای سرد شدن و رخنمون در سطح و همچنین نرخ فرسایش و فرآیش آن را ارائه می نمایند. در این مطالعه ابتدا سن تبلور توده نفوذی با روش (Zircon U-Pb) تعیین شده و سپس با استفاده از دما-زمان سنجی درجه حرارت پایین در سیستمهای (Zircon U-Th/He) و (Apatite U-Th/He) سنهای سردشدگی این توده در محدوده پنجره حرارتی ۲۰۰ درجه سانتی گراد و ۷۵ درجه سانتی گراد تعیین شده است. در ادامه مدلسازی عددی تاریخچه سردشدگی توده از زمان نفوذ، تبلور تا جایگیری در سطح زمین با استفاده از کد 4DTHERM ارائه شده توسط (Fu et al., 2003) و بهبود یافته توسط (Ehlers et al., 2005) انجام شده است. نتایج این مدل تخمینی مناسب از عمق جایگیری، سن جایگیری، سن تبلور، سن سردشدگی، سن رخنمون در سطح، نرخ سردشدگیهای ماگمایی و فرآیشی، نرخ فرسایش توده و سنگ مجاور ارائه نموده که با تلفیق با داده های ساختاری شامل کینماتیک گسل بغروف داغ که توده نفوذی در فرا دیواره آن به سطح رسیده تخمینی از زمان پیشینه تغییر شکل در مرز شمال غربی فلات ایران ارائه نموده است.

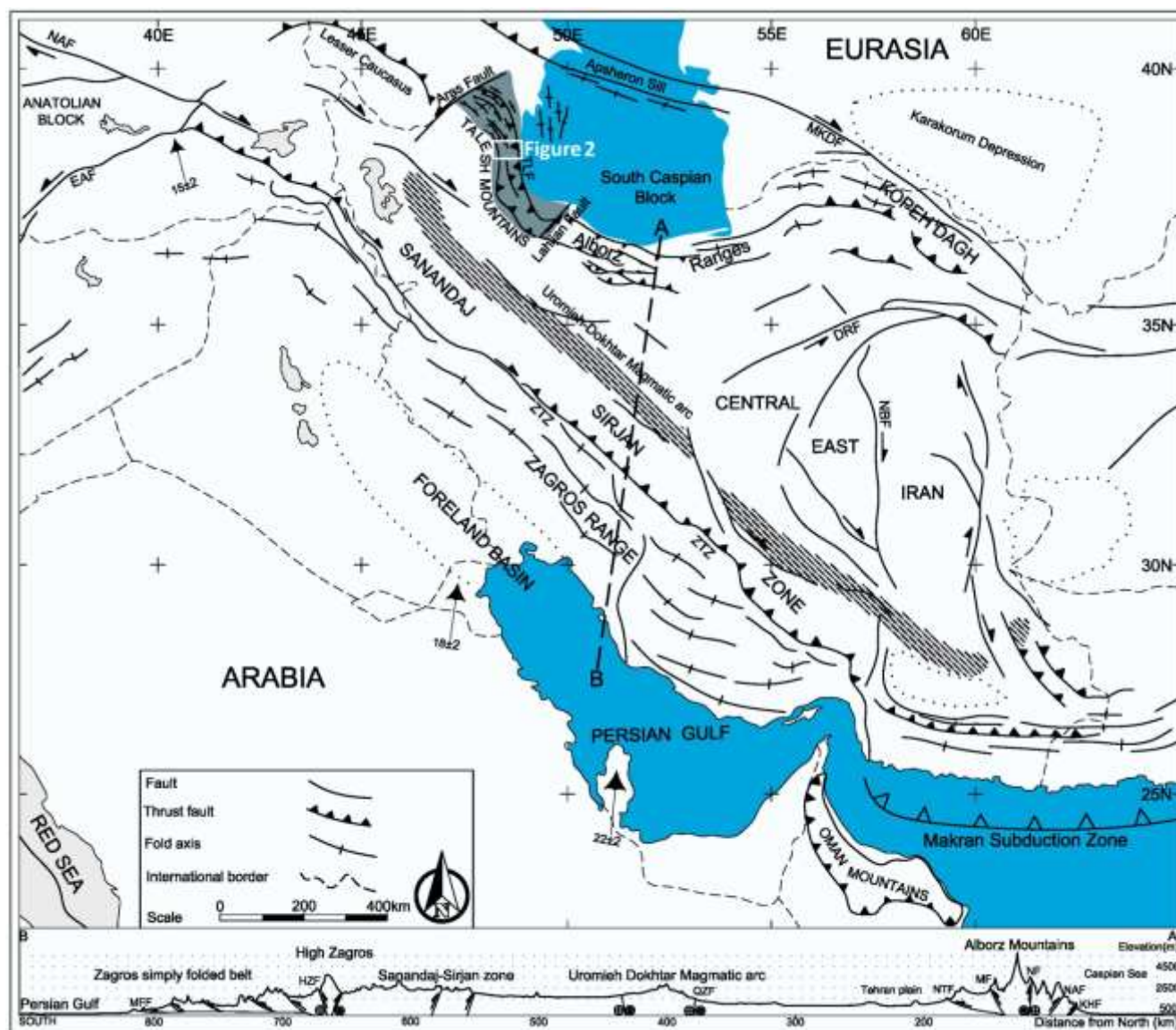
◆◆◆◆◆◆

۲- روش شناسی و نتایج:

۲-۱- تعیین سن تبلور و سردشدگی توده نفوذی در سیستم سه گانه U-Th-Pb-He

۲-۱-۱- سیستم U-Pb

گرانیت لیسار از جمله توده های نفوذی کوههای طالش است که در دامنه به سمت دریای خزر کوههای طالش واقع شده است. مساحت تقریبی توده نفوذی ۴۰ کیلومتر مربع و طرح نقشه ای دایره ای شکل را نشان می دهد شکل های ۱ و ۲). داده های سنی رادیومتریک در خصوص این توده نفوذی بصورت اولیه وجود نداشته ولی در واحدهای کنگلومرایی کرتاسه قطعات گرانیتی با ترکیب گرانیت لیسار قابل مشاهده است که سن پیش از کرتاسه را برای آن پیشنهاد می دهد (شکل ۲).

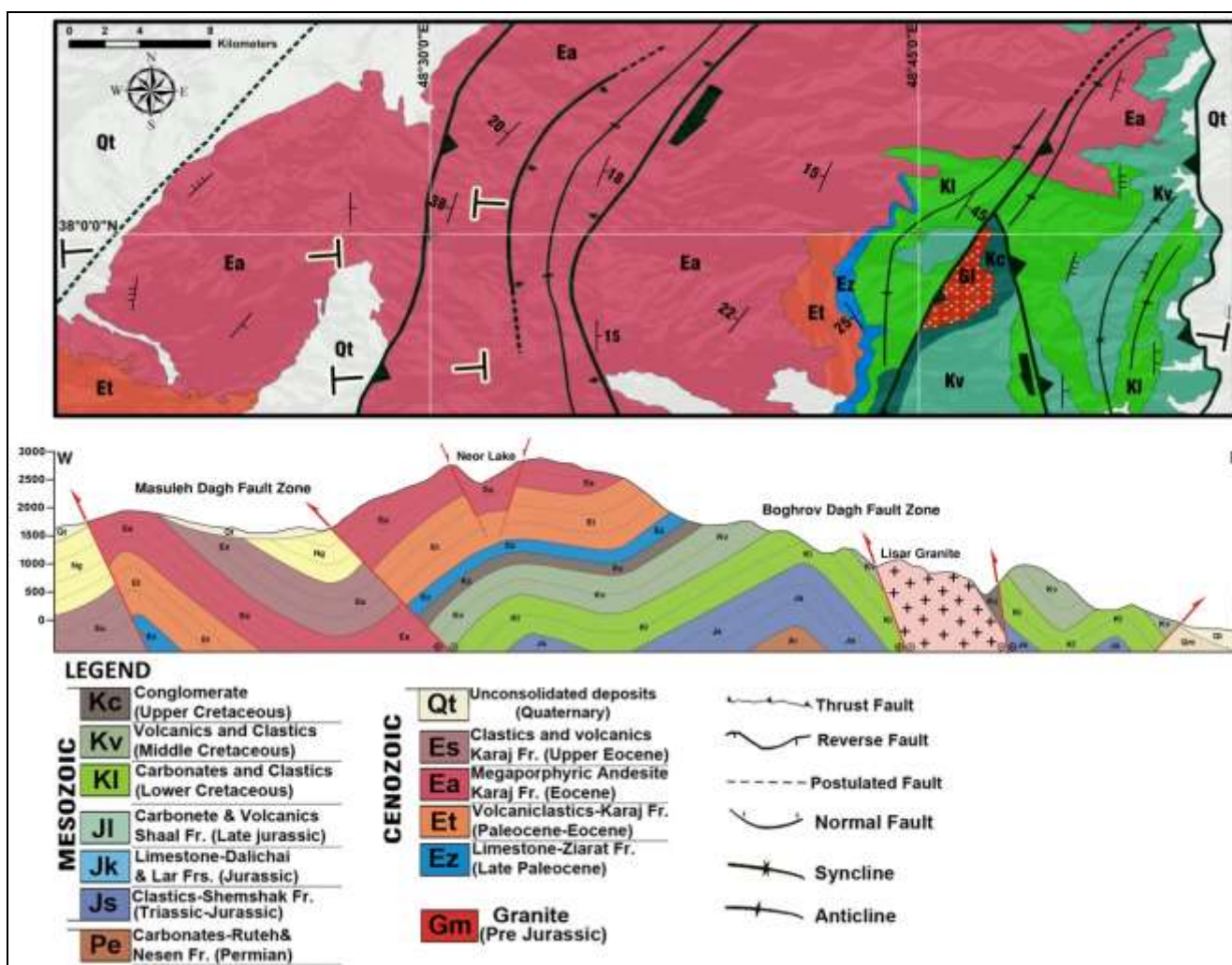


شکل-۱) نقشه ساختاری ساده شده فلات ایران-ترکیه و صفحات مجاور (تغییر شکل یافته از Ramezani et al 2003, Berberian 1981, Alavi 1991, Jackson et al 2002, Allen et al 2003a, Allen et al 2003b). نیمرخ توپوگرافی و داده‌های ساختاری نشان داده شده بر روی آن بر پایه داده‌های SRTM ۹۰ متر ترسیم شده و طول آن دوبرابر مقدار نشان داده شده بر روی نقشه است. مقیاس قائم بیش از ۱۰ برابر افقی است. علائم اختصاری بکار رفته در نقشه: CHf: گسل چمن، DRf: گسل درونه، EAF: گسل آناتولی خاوری، HRf: گسل هرات، HMF: گسل هلمند، MKDF: گسل اصلی کپه داغ، NAF: گسل شمال آناتولی، NBF: گسل نایبند، ONF: گسل ارنانچال، ZTZ: پهنه راندگی اصلی زاگرس. موقعیت شکل ۲ با کادر مستطیلی سفیدرنگ نشان داده شده است.

توده نفوذی لیسار بافت دانه درشت و رنگ صورتی داشته که در مقاطع نازک بافت‌های میکروگرافیکی و پورفیروئیدی نشان می‌دهد. بطور عمده از کوارتز، فلدسپات آلکالن، پلاژیوکلاز سدیک تشکیل شده و بیوتیت، زیرکن و آپاتیت نیز بصورت ریزدانه دیده می‌شوند. این توده نفوذی در رده بندی سنگهای آذرین جزو سنگهای سینوگرانیتی تا مونزوگرانیتی قرار می‌گیرد.



از آنجایی که سن توده نفوذی بطور دقیق مشخص نبوده و تنها بر مبنای روابط چینه‌شناسی بوده است، لذا سن سنجی رادیومتریک سری U-Pb بر روی کانیهای زیرکن آن در آزمایشگاه گروه مینرالوژی دانشگاه توینگن آلمان صورت گرفته است. نتایج اندازه-گیری‌ها در جدول شماره ۱ خلاصه شده و نمودار کنکوردیا و سن توده نفوذی (۱۷۹±۱۸) در شکل ۳ ارائه شده است.



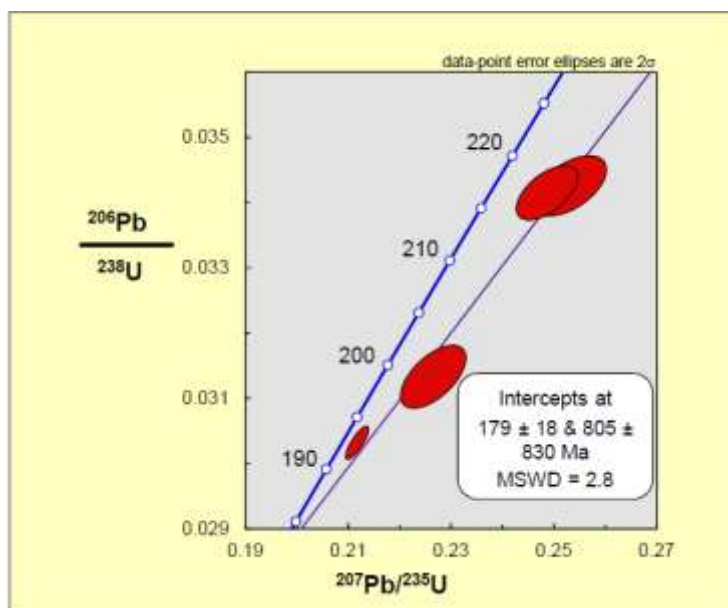
شکل-۲) نقشه زمین شناسی ساختاری و برش زمین شناسی بخش مرکزی کوههای طالش و موقعیت گرانت لیسار بر روی آن و در فرادواره گسل بغروف داغ.



Lisar Granitoid U-Th-Pb-He Ages	Single Grain	He ₄ (mol)	U ₂₃₈ (mol)	U ₂₃₅ (mol)	Th ₂₃₂ (mol)	Sm ₁₄₇ (mol)	Ft	r (μm)	Single grain age(Ma)	Mean Age (Ma)	STDEV (Ma)
Apatite U-Th/He	1	5.17E-15	2.87E-13	2.12E-15	8.03E-13	1.07E-12	0.707	90	11.9	11.73	0.24
	2	4.98E-14	1.09E-12	8.07E-15	3.14E-12	2.52E-12	0.76	105	27.84		
	3	5.97E-15	3.16E-13	2.33E-15	9.18E-13	1.18E-12	0.753	107	11.56		
Zircon U-Th/He	1	9.07E-13	6.45E-12	4.77E-14	4.28E-12	---	0.813	125.2	115.23	123.77	9.82
	2	7.84E-13	4.77E-12	3.53E-14	4.19E-12	---	0.779	94.9	134.5		
	3	9.82E-13	6.66E-12	4.92E-14	4.96E-12	---	0.795	94.6	121.57		

Zircon U-Pb	U/Th	206/208	rho	Error (%)	206Pb/238U	Error (%)	207Pb/235U	Sample	U-Pb Age
Zircon U-Pb	1.58	4.95	0.62	0.78	0.02111	1.33	0.1805	aa7-1	Intercepts at 179 ± 18 & 805 ± 830 Ma
	0.61	1.9	0.59	0.66	0.01815	1.28	0.1525	aa7-2	
	0.97	3.04	0.58	1	0.03414	1.95	0.2485	aa12-1	
	1.06	3.33	0.54	1.11	0.03425	2.31	0.2529	aa12-2	
	0.79	2.49	0.6	1.26	0.03132	2.29	0.2264	aa20-1	
	1.19	3.74	0.82	0.69	0.03031	0.86	0.2116	aa20-2	

جدول (۱) - سنهای تبلور و سردشدگی U-Pb و Apatite U-Th/He و Zircon U-Th/He توده نفوذی لیسار. دما-زمان سنجیهای ZHe و AHe بصورت سه بخشی و در سه بلور متفاوت از یک نمونه انجام شده است و سن سنجی تبلور U-Pb بصورت اندازه گیری سری اورانیوم و در شش بلور مجزا انجام شده است.



شکل (۳) - نمودار کنکور دیا و سن توده نفوذی (۱۷۹ ± ۱۸) لیسار در بخش مرکزی کوههای طالش.

۲-۱-۲ - سیستم U-Th

با فهم و شناسایی بیشتر رفتار He در کانیهای مختلف، پیشرفت تکنیکهای آزمایشی جدید و تشخیص اهمیت آن در مسایل زمین-شناسی مختلف این روش پیشرفتهای قابل ملاحظه‌ای نموده است (e.g., Ehlers and Farley, 2003). این روش در کانیهای مختلف آپاتیت، زیرکن و تیتانیت قابل اجرا می‌باشد. تمرکز بیشتر بر روی کانی آپاتیت از آن جهت صورت می‌گیرد که تمرکز هیلوم در بلور در درجه حرارت ۷۰ تا ۷۵ درجه سانتیگراد صورت می‌گیرد (Wolf et al., 1996). در درجه حرارتهای بیشتر، پراکنش



(Diffusion) ، هیلوم را سریعتر از نرخ تولید آن از بین می برد. بنابراین این روش سردشدگی بخش بسیار بالاتری از پوسته را می تواند ثبت نماید. در برخی از موارد حتی این روش می تواند در شناسایی زمان و نرخ حرکت گسلها نیز مورد استفاده قرار گیرد (Stockli and Farley, 2000; Ehlers et al., 2002). در مواردی که سردشدگی با سرعت بسیار بالایی انجام شود این روش در بین سایر روشهای دما-زمان سنجی بسیار کاربردی تر است.

سن سنجی U-Th/He برپایه رشد درونی ذرات α در نتیجه واپاشی سریهای U و Th می باشد. در مدت زمان t مقدار هیلومی که در بلور تشکیل می شود برابر است با:

$${}^4\text{He} = 8{}^{238}\text{U} (e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7/137.88{}^{238}\text{U} (e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6{}^{232}\text{Th} (e^{\lambda_{232}t} - 1)$$

از آنجایی که ${}^4\text{He}$ ، ${}^{238}\text{U}$ ، ${}^{235}\text{U}$ و ${}^{232}\text{Th}$ اتمهای زمان حاضر هستند و λ های مربوط به هر یک از آنها نیز به ترتیب نرخ واپاشی آنها را نشان می دهد لذا t مدت زمان تمرکز و یا سن هیلوم است. اندازه گیری ایزوتوپهای والد و دختر نشان دهنده زمان بسته شدن سیستم است البته با فرض اینکه انکلوزیونهایی از کانیهایی دیگر در بلور نباشد (House et al., 1998). هیچ محدودیتی در بازه زمانی که این روش ارائه می نماید وجود ندارد و سن های بدست آمده از چندصد هزار سال (آتشفشانهای جوان) تا ۴/۵ میلیارد سال (یک نمونه شهاب سنگ) ارئه شده است. انکلوزیونهایی از کانیهایی که تمرکز U و Th در آنها بالا است مثل زیرکن و تیتانیت در داخل آپاتیت می تواند سنهای هیلومی را ارایه نماید که بسیار قدیمی تر از سن سرشدگی واقعی می باشد (Farley et al., 2001; Reiners et al., 2002; Farley, 2002). بنابراین کیفیت بلورهای آپاتیت از نظر وجود انکلوزیونهای کانیهایی دیگر در آنها در سنهای سردشدگی بدست آمده بسیار مهم می باشد. عناصر U و Th موجود در بلور آپاتیت ذرات α تولید می کنند که به فاصله ۲۰ میکرومتر در داخل شبکه بلور طی مسیر می نماید. در بعضی از موارد این ذرات α ممکن است که از شبکه بلور خارج و یا از بلورهای مجاور وارد شبکه بلوری آپاتیت شوند. در صورتی که این اثر خنثی نشود، جابجایی ذرات α می تواند باعث دهها درصد خطا در سنهای سردشدگی هیلوم بدست آمده شود (Farley et al., 2000). دو عامل اساسی نسبت بین سطح به حجم بلور آپاتیت و توزیع اتمهای والد نسبت به سطح بلور کنترل کننده بزرگی انتشار ذرات α هستند. مهمترین کاربرد روش AHe در تخمین تاریخچه سردشدگی است که نیازمند دانش دقیق و صحیح از قابلیت انتشار هیلوم است. آزمایشهای حرارت دهی مرحله ای که در آن نرخ از دست دادن هیلوم بصورت تابعی از درجه حرارت اندازه گیری می شود اطلاعات لازم را در اختیار قرار می دهد. در تمامی آپاتیتهایی که تاکنون مورد مطالعه واقع شده است از دست دادن هیلوم بصورت همساز با انتشار حجمی فعال شده با درجه حرارت بوده است (Zietler et al., 1996; Wolf et al., 1987). با فرضهای کاملاً ساده این اطلاعات قابل تبدیل به ثابت انتشار و سپس به پارامترهای جنبشی خواهد بود که قابلیت انتشار را بصورت تابعی از درجه حرارت توصیف می نمایند (Ehlers and Farley, 2003). داده های باکیفیت محدود از انتشار، نشان دهنده آن است که درجه حرارت بستگی سیستم AHe با فرض نرخ سردشدگی ۱۰ درجه سانتیگراد در میلیون سال بین ۶۰ تا ۷۵ درجه سانتیگراد قابل تغییر می باشد. شواهد بسیار زیادی در طبیعت این محدوده درجه حرارت را تقویت می نمایند (Stockli et al., 2000; Dadson, 1973). درجه حرارت بستگی در سیستم AHe با تغییر ترکیب شیمیایی بلور چندان تغییر نمی یابد ولی اندازه بلور در آن موثر است. به عنوان مثال تغییر قطر بلور از ۵۰ تا ۱۵۰ باعث افزایش درجه حرارت بستگی در حدود ۱۰ درجه سانتیگراد می شود (Ehlers and Farley, 2003). در کل هرچقدر نرخ سردشدگی در منطقه ای کمتر باشد سن هیلوم



بدست آمده بسیار نسبت به عوامل کنترل کننده از دست دادن هیلوم همچون اندازه بلور، منطقه بندی بلور و تغییرات پارامترهای جنبشی حساس خواهد بود (Ehlers and Farley, 2003).

اگرچه آپاتیت بوفور ممکن است در جایی پیدا شود ولی شرایط توصیف شده در بالا حاکی از آن است که تنها بلورهای خاصی پتانسیل سن سنجی هیلوم را دارا می باشند. یکی از مهمترین فاکتورها در این میان که کنترل کننده فرار ذرات α از بلور می باشد اندازه قطر بلورها است که باید بزرگتر از ۷۵ میکرومتر باشد. سنگهای آذرین گرانیتوئیدی دانه درشت و یا معادلهای کمتر دگرگون شده آنها معمولاً بلورهای آپاتیت شکل دار با انکلوزیون کم را ارایه می نمایند. گنیسها نیز بلورهای آپاتیت خوبی جهت این نوع سن-سنجی دارند ولی معمولاً دارای انکلوزیون می باشند. آپاتیتهای تخریبی موجود در ماسه سنگهای درشت دانه اغلب قابل سن سنجی می باشند. برای تمامی این لیتولوژیها اغلب بین ۵ تا ۱۵ کیلوگرم نمونه سنگی سالم و هوازده مورد نیاز می باشد (Ehlers and Farley, 2003). پس از برداشت نمونه از توده نفوذی جهت رسیدن به اندازه دلخواه ذرات که طی آن آپاتیت و زیرکون از سنگ جدا شود چندین مرحله خردایش، دانه بندی و شستشو انجام شده است. برداشت شده پس از خردایش، دانه بندی و شستشوی اولیه توسط مایعات سنگین مجموعه کانیهای مغناطیسی، زیرکن و آپاتیت آنها جدا شده است. مراحل نهایی جداسازی آپاتیتهای و زیرکونها طبق روش اشاره شده در بخش قبل در آزمایشگاه جداسازی دانشگاه توینگن صورت گرفته است. از میان کل بلورهای موجود آپاتیتهای و زیرکونهای شکل دار جداسازی شده است.

در مورد زیرکونها تنها شکل دار بودن و اندازه بلورها در نظر گرفته شده و بلورهای با قطر بیشتر از ۹۰ میکرون جدا شده است. اما در مورد آپاتیتهای علاوه بر شکل و اندازه عدم وجود انکلوزیون هم در نظر گرفته شده تا از خطای ناشی از جایگیری هیلوم اضافی در طی واپاشی دوری شود. جداسازی و مطالعه بلورها در نور متقاطع میکروسکوپ بینوکولار با بزرگنمایی 160X انجام شده است. اندازه بلورها به منظور محاسبه فاکتور پرتاب α به دقت اندازه گیری شده است. از هر نمونه حداقل ۳ بلور جهت تعیین سن جداسازی شده است. پس از جداسازی نمونهها در لولههای نیوبوم (Nb) بسته بندی شده و جهت جداسازی و اندازه گیری هیلوم آنها آماده می شوند. جداسازی و اندازه گیری ^4He با استفاده از خط لیزر Patterson دانشگاه توینگن انجام شده است. نمونهها به مدت ۵ دقیقه توسط لیزر با قطر ۹۶۰ نانومتر و جریان ۱۱ آمپر تحت فشار قرار گرفته و ^4He آنها جداسازی شده است. در مورد زیرکونها مدت زمان جداسازی طولانی تر (۲۴ ساعت) و شدت جریان نیز بالاتر (۱۴ آمپر) بوده است. هیلوم آزاد شده توسط ^3He تحت تاثیر قرار داده شده و نسبت بین $^4\text{He}/^3\text{He}$ توسط طیف سنج جرمی چهارقطبی اندازه گیری شده است. پس از اندازه گیری مرحله گاز نمونه-های آپاتیت در HNO_3 و زیرکونها در HF حل شده و مقادیر U، Th و Sm آنها توسط ICP-MS عنصر ۲ در دانشگاه آریزونا آمریکا اندازه گیری شده است. کلیه اندازه گیریهای مربوط به نمونهها در جدول-۱ ارایه شده است. نتایج ارایه شده در جدول-۱ حاکی از آن است که گرانیت لیسار ۱۷۸ میلیون سال پیش متبلور شده و پنجره حرارتی ۲۲۰ درجه سانتیگراد را در ۱۲۳ میلیون سال پیش و پنجره حرارتی ۷۵ درجه سانتیگراد را در ۱۱/۷ میلیون سال پیش پشت سر گذاشته است. اما اینکه سردشدگی ماگمایی و در نهایت فرایشی با چه نرخ و در چه بازه های زمانی انجام شده است نیازمند مدلسازی حرارتی است که در بخش بعد ارایه شده است.

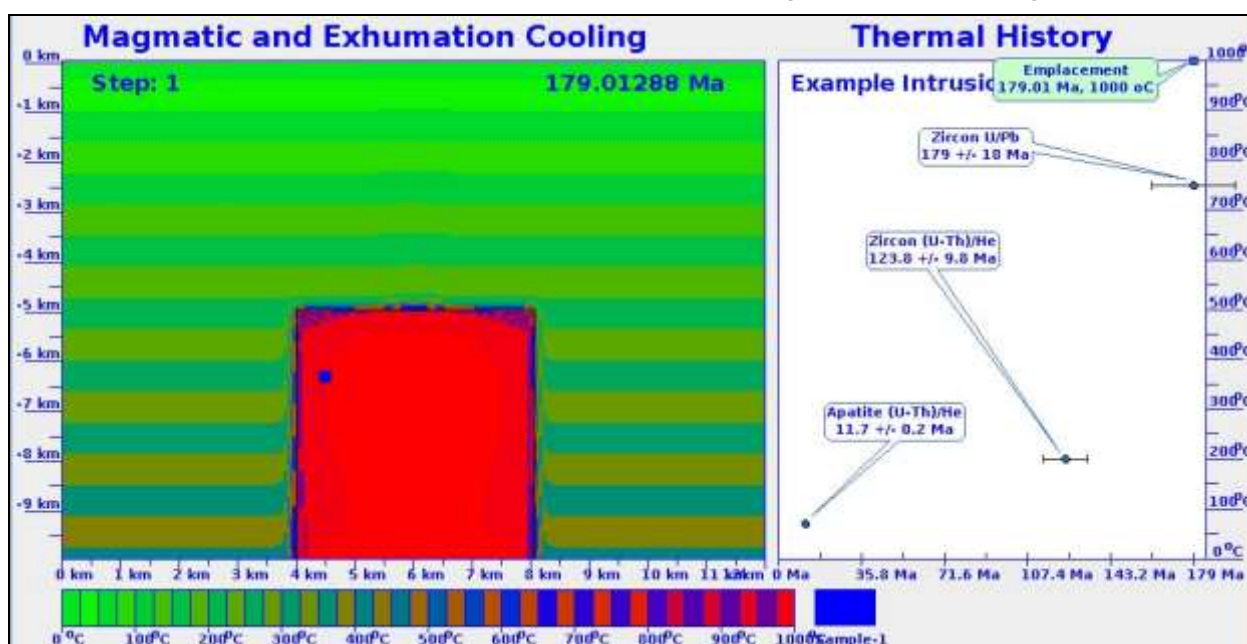


۲-۲- مدل سازی حرارتی معکوس از سردشدگی ماگماتیک و فرآیسی توده نفوذی لیسار

مدل دوبعدی استفاده شده در این مقاله یک روش حل تفاضل محدود (2D Finite difference Model) به اسم 4DTHERM است که در سال ۲۰۰۳ توسط Fu et al., 2003 ارائه شده و در ادامه در سال ۲۰۰۵ توسط Ehlers et al., 2005 با اصلاح پاره ای از نقایص اولیه بهبود یافته است. دامنه حل مسئله در این مطالعه ۲۴۰*۲۳۰ عنصر و اندازه هر عنصر ۳۰*۳۰ متر و با توجه به تخمینی که از توده نفوذی لیسار انجام شده در نظر گرفته شده است. بالاترین درجه حرارت بستگی در این مدل ۹۰۰ درجه سانتی گراد و در ارتباط با سیستم U-Pb در زیر کون در نظر گرفته شده است و درجه حرارت اولیه توده در زمان شروع تبلور ۸۰۰ درجه سانتی گراد در نظر گرفته شده است.

۲-۲-۱- سردشدگی ماگماتیک توده نفوذی لیسار

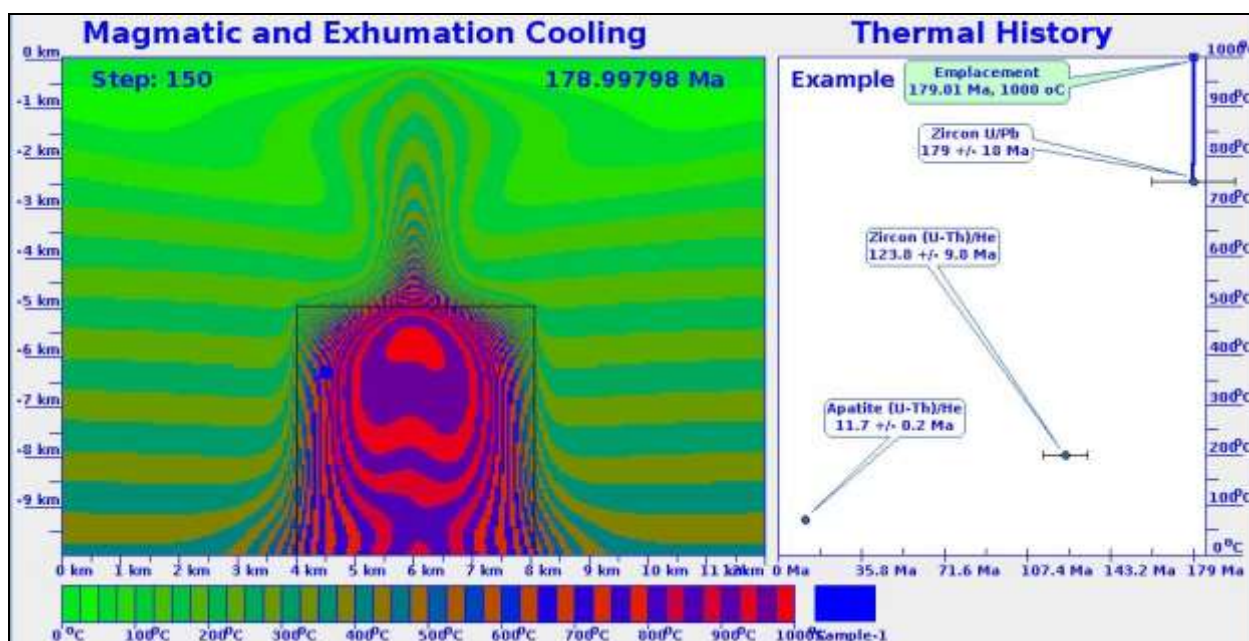
همانطور که اشاره شد روند سردشدگی یک توده نفوذی شامل سردشدگی ماگماتیک و سردشدگی فرآیسی می باشد. سردشدگی ماگمایی در ارتباط با سردشدگی توده از زمان جایگیری آن تا درجه حرارتی برابر و یا حداکثر ۱ درجه سانتی گراد بالاتر از سنگ در برگیرنده با شرایط گرادیان زمین گرمایی عادی می باشد. سردشدگی فرآیسی توده نفوذی نیز بلافاصله بعد از سردشدگی ماگماتیک و در طی فرآیندای برخاستگی و فرسایش شروع می شود. از مجموع فاکتورهای کنترل کننده سردشدگی ماگماتیک انتقال حرارتی آن با سنگ دربرگیرنده (Conduction)، انتقال حرارتی داخلی توده (Convection) و تاثیر جریانات آبهای زیرزمینی (Ground water circulation) مهمترین تاثیر را روند سردشدگی توده نفوذی دارند که با توجه به موقعیت زمین شناسی، جنس توده نفوذی و واحدهای سنگی مجاور توده مقادیر آنها در مدل اعمال شده است. نتایج مدل نشان دهنده آن است بلافاصله بعد از نفوذ در نتیجه انتقال حرارتی داخلی تغییراتی در ایزوترمهای حرارتی ایجاد می شود. این تغییرات هم در داخل توده نفوذی و هم سنگ در برگیرنده قابل مشاهده می باشد (شکل-۴ و جدول-۲).



شکل-۴) نتیجه مدل سازی در گامه اول توده نفوذی لیسار. الگوی توزیع ایزوترم در توده نفوذی و سنگ در برگیرنده در اولین مرحله از سردشدگی و تبادل حرارتی توده و سنگ مجاور.

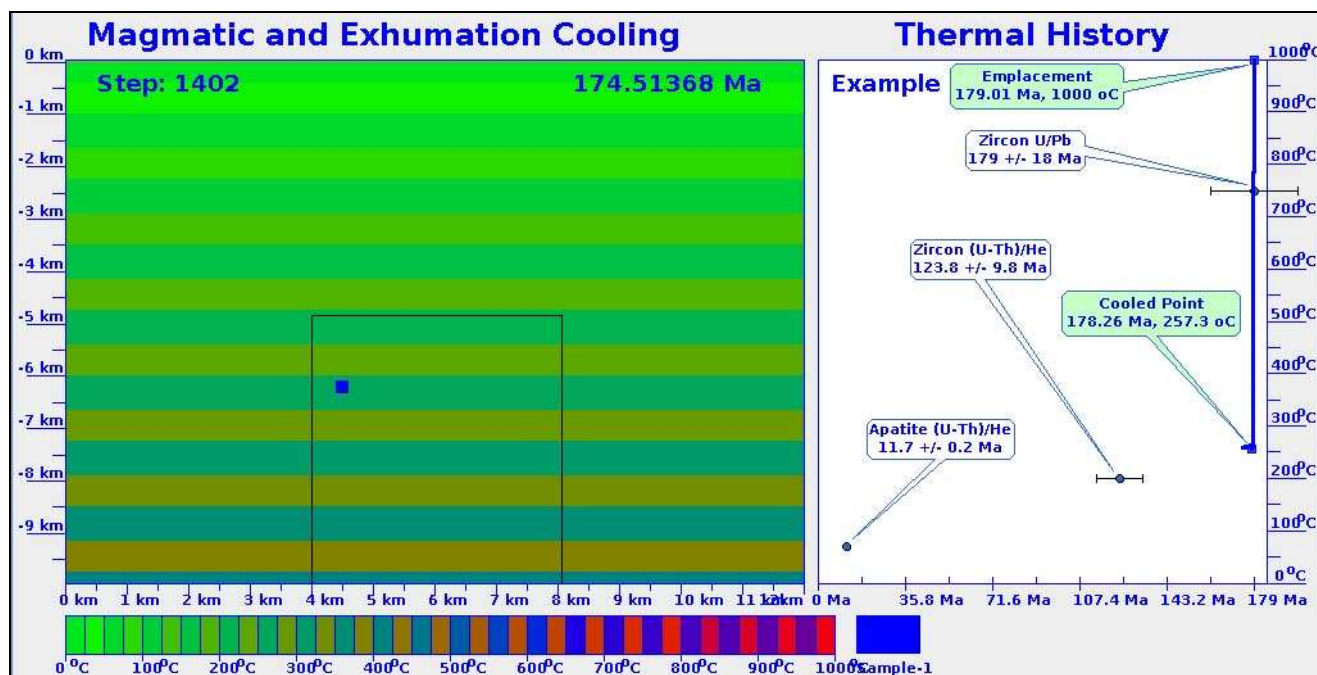


عمده ترین تغییرات حرارتی در داخل توده صورت می گیرد که ناشی از انتقال حرارتی و همرفت داخل توده می باشد. به تدریج گرادین زمین گرمایی در حاشیه توده و بویژه بخش بالایی آن دچار تغییراتی می شود تا اینکه پس از گذشت حدود ۱۵۰۰۰ سال سیستم Zircon U-Pb بسته شده و تبلور و سردشدگی سریع توده آغاز می گردد که در این زمان فرم قارچی شکل ایزوترمهای حرارتی در بالای توده تکامل یافته است (شکل-۵ و جدول-۲).



شکل-۵) نتیجه مدل سازی در گامه ۱۵۰ توده نفوذی لیسار. الگوی توزیع ایزوترم در توده نفوذی و سنگ در برگیرنده ۱۵۰۰۰ سال پس از آغاز سردشدگی و تبادل حرارتی توده و سنگ مجاور.

روند سردشدگی سریع توده به شدت و با بیشینه نرخ $24373/3$ درجه در میلیون سال و کمینه نرخ $14599/9$ درجه در میلیون سال و به مدت 750000 سال ادامه می یابد تا اینکه در $178/06$ میلیون سال پیش توده در حد سنگ مجاور خود ($262/9$ درجه سانتیگراد) سرد شده و با آن هم دما می شود (شکل-۶ و جدول-۲). در این مرحله سردشدگی ماگماتیک توده متوقف و سردشدگی فرآینبی آن آغاز می گردد.



شکل-۶) نتیجه مدل‌سازی در گامه ۱۴۰۲ توده نفوذی لیسار. الگوی توزیع ایزوترم در توده نفوذی و سنگ در برگیرنده در در زمان تعادل حرارتی توده و سنگ مجاور.

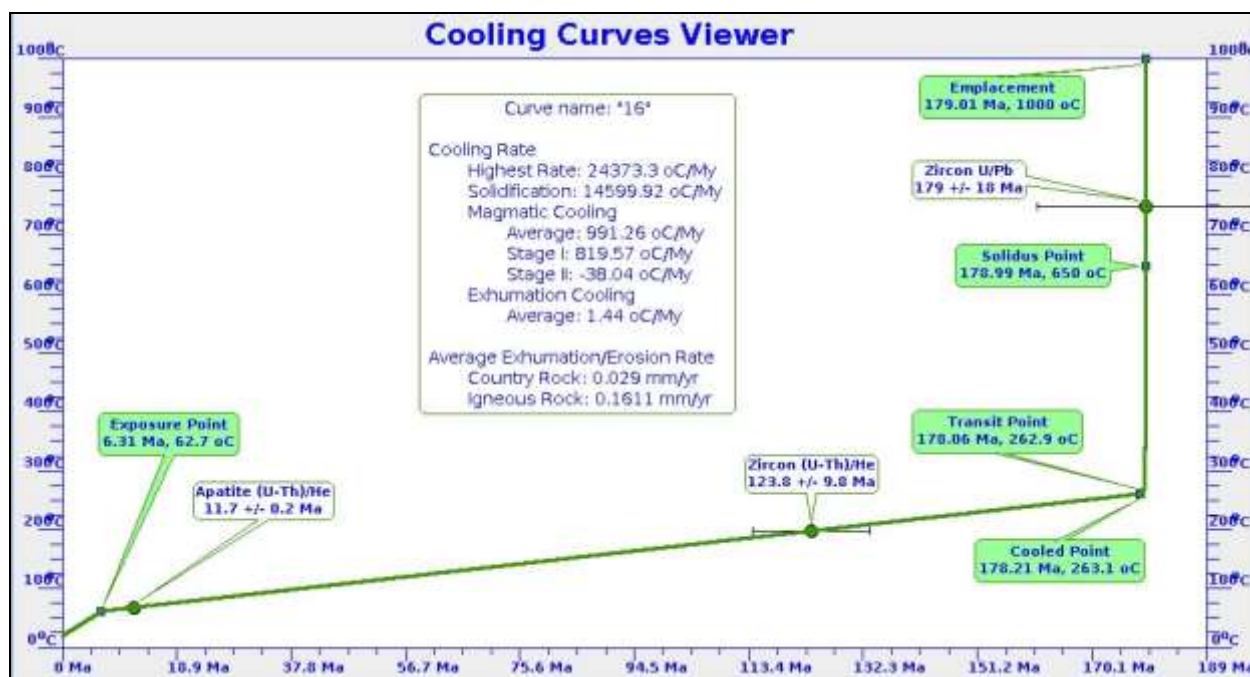
۲-۲-۲- سردشدگی فرآینبی توده نفوذی لیسار

روند سردشدگی فرآینبی توده نفوذی لیسار با توجه به رخنمون سطحی آن در مجاورت و در فرادیواره گسل راندگی بغروف داغ و همچنین پوشیدگی آن بصورت ناپیوستگی آذرین پی توسط کنگلومرای کرتاسه نشان از دو مرحله رخنمون در سطح می باشد که این مسئله روند تفسیر سردشدگی فرآینبی آن را مشکل می نماید. در مجموع نتایج مدل‌سازی حاکی از آن است که توده نفوذی پس از تعادل حرارت با سنگ در برگیرنده روند سردشدگی ملایم و با نرخ ۱/۴۴ درجه سانتیگراد در میلیون سال را پشت سر گذاشته است (شکل-۷ و جدول-۲). این روند سردشدگی توده تا ۶/۳ میلیون سال پیش ادامه داشته و در این زمان توده نفوذی با درجه حرارت حدود ۶۳ درجه سانتیگراد در نتیجه فرسایش سنگ در برگیرنده در سطح رخنمون یافته است. ادامه فرآینب و فرسوده شدن توده نفوذی و با نرخ فرسایش ۰/۲ میلیمتر در سال سبب فرسایش ۱/۳ کیلومتر از توده نفوذی و رخنمون بخشهای عمیق آن شده است (شکل-۷ و جدول-۲). در ادامه و در بخش تفسیر زمین شناسی این روند سردشدگی با شرایط زمین شناسی و بویژه گسلهای اصلی و کنترل کننده رخنمون توده نفوذی لیسار در سطح مورد بررسی قرار می گیرد.

Key parameter	Value	
Depth of emplacement (m)	5000	
Age of Emplacement (Ma)	179.1	
Age of Solidification (Ma)	178.9	
Cooled Age (Ma)	178.1	
Exposure Age of (Ma)	6.3	
Cooling rate (°C/Ma)	Magmatic Cooling	991.3
	Exhumation Cooling	1.45
Erosion rate (mm/yr)	Country rock	0.03
	Intrusive body	0.2



جدول-۲) نتایج کلی مدل‌سازی حرارتی معکوس توده نفوذی لیسار در شمال غرب ایران

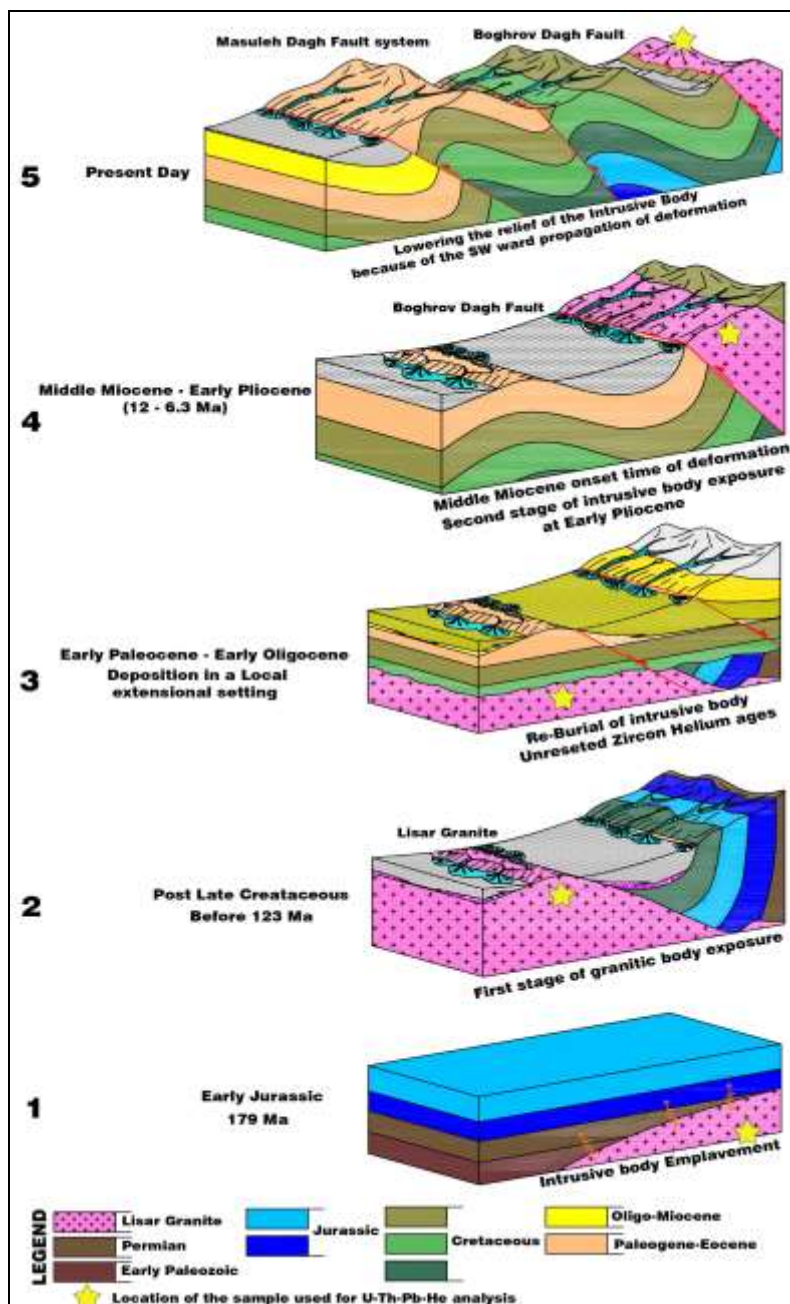


شکل-۷) منحنی روند حرارتی سردشدگی توده نفوذی لیسار از زمان جایگیری تا رخنمون آن در سطح زمین. مستطیل داخل تصویر نشان دهنده اطلاعات اصلی مستخرج از مدل است که در جدول شماره ۲ خلاصه شده است.



بحث و نتیجه گیری :

سن جایگیری توده نفوذی لیسار و موقعیت آن در کنار مجموعه دگرگونی رخنمون یافته در کوه‌های طالش نشان دهنده تشکیل آن در محیط برخورد قاره ای ناشی از رخداد کیمین میانی است (e.g., Zanchi et al., 2009, Zanchetta et al., 2009). پس از جایگیری توده نفوذی در ۱۷۹ میلیون سال پیش و سردشدگی سریع و ماگماتیک آن در طی ۷۵۰۰۰۰ سال این توده روند سردشدگی فرآینبی ملایم را تا کرتاسه بالایی پشت سر گذاشته است (شکل ۸ مراحل ۱ و ۲). پوشیدگی این توده نفوذی توسط کنگلومرای کرتاسه بالایی نشان دهنده اولین مرحله رخنمون آن در سطح در این زمان می باشد. با توجه به اینکه سن سردشدگی Zircon U-Th/He این توده ۱۲۳ میلیون سال را نشان می دهد و با در نظر گرفتن این نکته که درجه حرارت بستگی این سیستم ۲۴۰ درجه سانتیگراد است لذا با فرض گرادیان زمین گرمایی ۲۵ درجه سانتیگراد به ازای هر کیلومتر حدود ۱۰ کیلومتر بار رسوبی مورد نیاز است تا این سیستم بازسازی مجدد گردد که این میزان بار رسوبی پس از کرتاسه با توجه به شواهد زمین شناسی موجود در کوه‌های طالش موجود نمی باشد (Madanipour et al., 2013). بنابراین سن ZHe بدست آمده از توده نفوذی در واقع نشان دهنده عبور توده از پنجره حرارتی ۲۴۰ درجه سانتیگراد از زمان تبلور توده می باشد. بنابراین میتوان نتیجه گرفت که کنگلومرای پوشاننده توده نفوذی لیسار قطعاً نمی تواند سن قدیمی تر از ۱۲۳ میلیون سال (قاعده کرتاسه بالایی) داشته باشد.



شکل ۸ روند تکامل حرارتی و ساختمانی توده نفوذی لیسار در کوههای طالش - شمال غرب فلات ایران.

پس از کرتاسه توده نفوذی در زیر مجموعه واحدهای پس از کرتاسه پایانی دفن و مجدداً در سنوزویک پایانی در نتیجه تجدید فعالیت گسلهای اصلی کوههای طالش (گسل بغروف داغ) در سطح رخنمون یافته است (شکل ۸ مرحله ۳). این رخنمون در سطح توده نفوذی و نرخ آن در سیستم با درجه حرارت پایین تر (Apatite U-Th/He) به خوبی ثبت شده است. دفن مجدد توده نفوذی لیسار اگرچه تاثیری بر سنهای سردشدگی Zircon U-Pb و Zircon U-Th/He مرتبط با روند طبیعی سرد شدن و فرآیند توده



نفوذی نداشته اند ولی سن سردشدگی Apatite U-Th/He را با توجه به پنجره حرارتی کم (۷۵ درجه سانتیگراد) تحت تاثیر قرار داده اند. به این معنی که سن ۱۱/۲ میلیون سال بدست آمده در سیستم AHe مربوط به روند تکامل و سردشدگی طبیعی قبل از کرتاسه پایانی توده نفوذی نمی باشد بلکه سن سردشدگی توده از عمق حدود ۴ کیلومتری تا سطح را پس از زمان دفن مجدد توده در زیر رسوبات پس از کرتاسه پایانی نشان می دهد. داده های دما زمان سنجی درجه حرارت پایین از کوههای طالش نشان دهنده آغاز سردشدگی در حدود ۲۳-۲۷ میلیون سال پیش و با نرخ آهسته در کوههای طالش است که در ادامه در ۱۲ میلیون سال پیش شدت گرفته و تا امروز ادامه یافته است (شکل ۸ مراحل ۴ و ۵) (Madanipour et al., 2013). این داده ها در تلفیق با مدسازی حرارتی بدست آمده از گرانیات لیسار نشان دهنده آن است که بخش عمده سردشدگی فرآینبی توده نفوذی لیسار از میوسن میانی به بعد اتفاق افتاده است. در طی این سردشدگی فرآینبی گسل از میوسن میانی که ناشی از حرکت راندگی گسل بغروف داغ بوده حدود ۴ کیلومتر بار برداری از روی توده نفوذی انجام شده تا اینکه توده نفوذی در سطح رخنمون یافته است (شکل ۸ مرحله ۵). ادامه حرکت گسل و همچنین فرسایش بیشتر توده سبب باربرداری حدود ۱ کیلومتری از توده نفوذی در طی ۶ میلیون سال اخیر شده است (شکل ۸ مرحله ۵).



References:

- Braun, J., 2006. Quantifying the effect of Recent relief changes on age-elevation relationships. *Earth Planet Sci Lett* 200(3-4):331-343.
- Dodson M. H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib Mineral Petrol.* 40, 259-274p.
- Ehlers TA, Armstrong PA, Chapman D., 2001. Normal fault thermal regimes and the interpretation of low-temperature thermochronometers. *Phys Earth Planet Interiors* 126:179-194
- Ehlers T. A., and Farley K. A., 2003. Apatite (U-Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes. *Earth and Planetary Science Letters* 206, 1-14p.
- Ehlers T. A., 2005. Crustal Thermal Processes and the Interpretation of Thermochronometer Data, *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* Vol. 58, pp. 315-350, 2005.
- Farley K. A., 2000. Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *Journal of Geophysical Research* 105(B2), 2903-2914p.
- Farley K. A. and Stockli D.F., 2002. (U-Th)/He dating of phosphates: Apatite, monazite, and xenotime, in *Phosphates: Geochemical, geobiological, and materials importance. Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 48, 559-577p.
- Fu, F., McInnes, F. A. I., Evans, A. J., Davies, P. J., 2010, Numerical modeling of magmatic-hydrothermal systems constrained by U-Th-Pb-He time-temperature histories, *Journal of Geochemical Exploration*.
- House M.A., Wernicke B.P., and Farley K.A., 1998. Dating topography of the Sierra Nevada, California, using apatite (U-Th)/He ages. *Nature* 396, 66-69p.
- Madanipour, S., Ehlers, T.A., Yassaghi, A., Rezaeian, M., Enkelmann, E and Bahroudi, A., 2013, Synchronous deformation on the orogenic plateau margins, insights from the Arabia-Eurasia collision, *Tectonophysics*, 608, 440-451.
- Reiners, P.W., 2007. Thermochronologic Approaches to Paleotopography, *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* Vol. 66, pp. 243-267, 2007
- Stockli D.F., Farley K., and Dumitru T.A., 2000. Calibration of the apatite (U-Th)/He thermochronometer on an exhumed fault block, White Mountains, California. *Geology* 28, 983-986p.
- Wolf R.A., Farley K.A., and Silver L.T., 1996. Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60(21), 4231-4240p.
- Zancheta, S., Zanchi, A., Villa, I., Poli, S., Muttoni, G., 2009. The Shanderman eclogites: a Late Carboniferous high-pressure event in the NW Talesh Mountains (NW Iran). In: Brunet, M.-F., Wilmsen, M. & Granath, J. W. (eds) *South Caspian to Central Iran Basins. Geological Society, London, Special Publications*, 312, 57-78.

