



فصلنامه زمین ساخت

زمستان ۱۴۰۱، سال ششم، شماره ۲۴

doi 10.22077/JT.2024.6934.1166

بررسی ویژگی‌های فرورانش در شرق ایران با استفاده از مدلسازی آنالوگ

مهناز ندائی^{۱*}، حسن علیزاده^۲

۱- استادیار دانشگاه پیام نور، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

عضو هیئت رئیسه انجمن زمین شناسی ایران

۲- دانشیار دانشگاه پیام نور، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

چکیده:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۸/۱۵

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۲/۰۱

بر اساس شواهد ساختاری و سنگ شناسی بلوک لوت و افغان، فرورانش اقیانوس سیستان بصورت دو سویه و ناهمانند به زیر این دو بلوک بوده است. سرعت و زاویه فرورانش اقیانوس سیستان در زیر بلوک لوت بیشتر بوده که منجر به پسروری مرز دو صفحه بلوک لوت و اقیانوس سیستان به سمت اقیانوس شده است. این پسروری مرز دو صفحه، منجر به کشش در حوضه پشت کمانی گردیده است. مطالعات انجام شده توسط دیگر محققان در مورد ژئوشیمی و خاستگاه سنگهای بازیک-حدواسط بلوک لوت، نازک شدگی و کشش پوسته در ناحیه پشت کمان را تأیید کرده نشان می‌دهد فرورانش تأثیر مهمی در ایجاد آنها داشته است. در این تحقیق، از مدلسازی آزمایشگاهی با آنالوگ با مقیاس بندی‌های طولی برای شبیه سازی ویژگی‌های صفحه فرورو اقیانوس سیستان و بررسی فرآیندهای ژئودینامیکی شرق ایران بهره جستیم. فرو رفتن یک ورقه ویسکوالاستیک نازک خمیر سیلیکونی با ویژگی‌های هندسی و رئولوژیکی متفاوت، در یک مخزن پر از شربت گلوکز برای بررسی پارامترهایی که سبک فرورانش را کنترل می‌کنند، مورد بررسی قرار گرفت. مشخص شد که با افزایش طول و ضخامت، و نیز کم بودن نسبت گرانشی سنگ کره و سست کره، سرعت فرورانش افزایش می‌یابد. همچنین رابطه معنا داری بین زاویه و سرعت فرورانش مشخص گردید. در نهایت با تحلیل جنبش شناختی در آزمایشات انجام شده، تغییر شکل منطقه پشت کمانی بررسی شد. نتایج آزمایشی که مؤید سرعت و شیب زیاد فرورانش و نیز کشش ناحیه پشت کمانی است، می‌تواند بعنوان ویژگی‌های صفحه فرورو اقیانوس سیستان به زیر بلوک لوت در نظر گرفته شود.

کلید واژه ها: مدلسازی آنالوگ، فرورانش، خمیر سیلیکونی، بلوک لوت، شرق ایران

Investigating subduction characteristics in east of Iran using analogue modeling

Mahnaz Nedaei^{1*}, Hasan Alizadeh²

1- Assistant Professor at PNU, Geology Department, Faculty of Basic Science, Payame Noor University (PNU), Tehran, Iran & Board of Directors of Geological Society of Iran, Tehran, Iran.

2- Associate Professor at PNU, Geology Department, Faculty of Basic Science, Payame Noor University (PNU), Tehran, Iran.

Abstract:

Structural and petrological evidence suggests an asymmetric and two-sided subduction of the Sistan oceanic lithosphere under the Lut and Afghan blocks. The subduction under the Lut block was characterized by a steeper dip angle and a higher subduction rate, leading to the retreat of the plate boundary towards the ocean and subsequent back-arc extension. Studies on the geochemistry and possible origin of the mafic-intermediate igneous rocks of the Lut block corroborate the occurrence of crustal thinning and back-arc extension, highlighting the significant role of subduction in their formation. In this research, we employed laboratory or analog modeling with scale lengths to simulate the characteristics of the Sistan oceanic lithosphere subduction and the geodynamic processes in eastern Iran. We investigated the parameters controlling the style of subduction by examining the sinking of a thin viscoelastic silicone putty sheet with varying geometric and rheological properties in a glucose syrup-filled reservoir. Our findings revealed that an increase in length and thickness, coupled with a low viscosity ratio of the lithosphere and asthenosphere, accelerates the subduction rate. We also identified a significant correlation between the dip angle and the subduction rate. In summary, the deformation of the back-arc region was analyzed through kinematic investigation in the performed experiments. The experimental outcomes, which confirm the high rate and dip angle of subduction, and also the back-arc extension, can be identified as characteristics of the Sistan Ocean's subduction zone under the Lut block.

Keywords: Analogue modeling, subduction, silicone putty, Lut block, eastern Iran

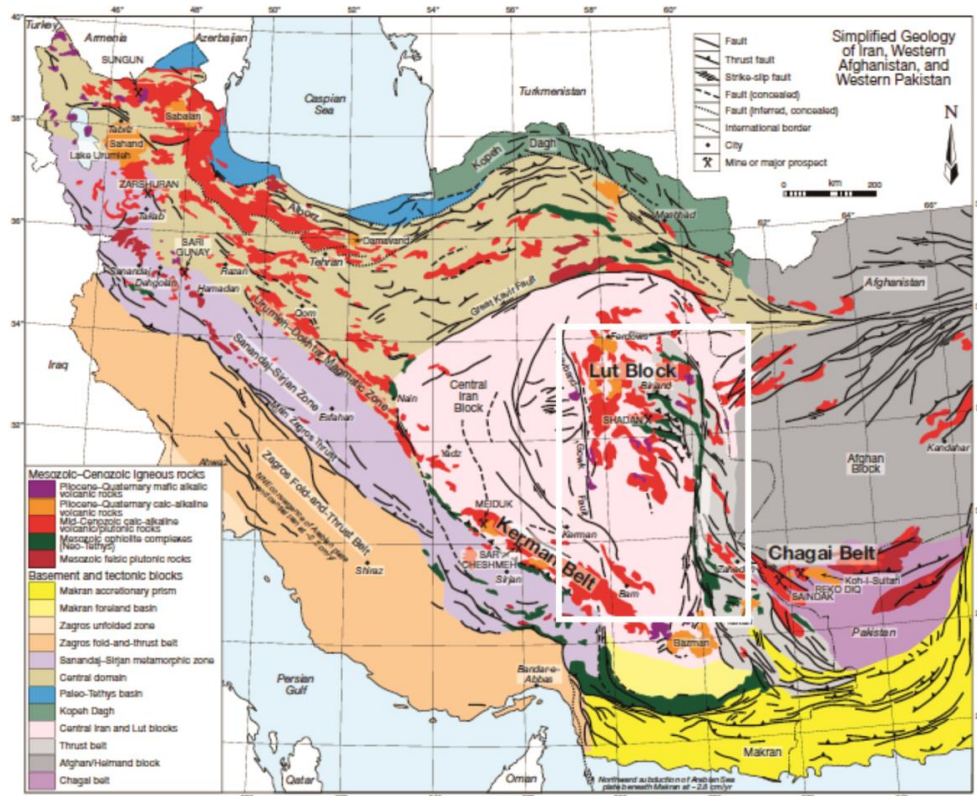
*Email: m.nedaei@pnu.ac.ir

Tel: +989153164517

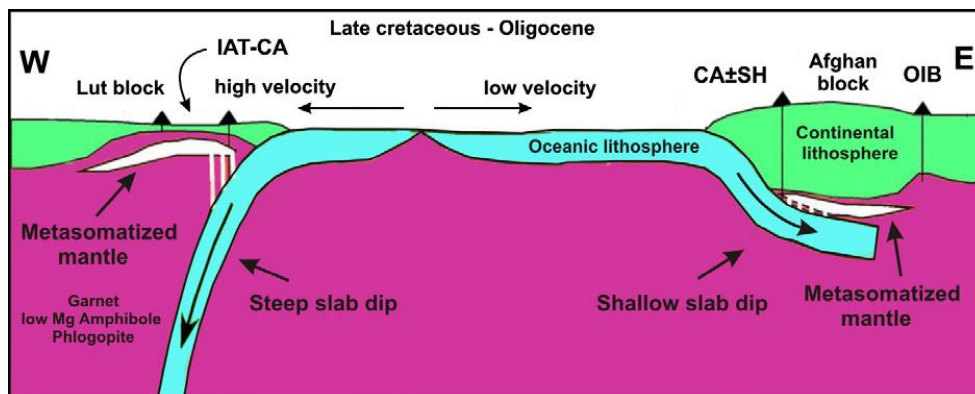
۸۰۰ کیلومتر در جهت شرقی-غربی در البرز تا جنوب شرق آذربایجان قرار داشته و در آذربایجان با زون ارومیه-دختر ارتباط دارد. کمر بند ماگمایی شرق ایران با طول ۱۰۰۰ کیلومتر در جهت شمالی-جنوبی در بلوک لوت واقع شده است (شکل ۱).

مقدمه

سنگهای ماگمایی سنوزوئیک ایران در سه کمر بند قرار دارند که شامل زون ارومیه-دختر، زون البرز-آذربایجان و کمر بند ماگمایی شرق ایران هستند. زون ارومیه-دختر با طول بیش از ۱۷۰۰ کیلومتر در جهت شمال غربی تا جنوب شرق قرار دارد. زون البرز-آذربایجان با طول



شکل ۱. نقشه ساده شده زمین‌شناسی ایران که زون‌های تکتونیکی اصلی، پراکندگی سنگ‌های آذرین مزوزوئیک-سنوزوئیک و همچنین مجموعه‌های افیولیتی را نشان می‌دهد (اقتباس از Richards et al., 2012). منطقه مورد مطالعه با مستطیل سفید نشان داده شده است.



شکل ۲. مدل فرورانش دوسویه ناهم‌اندازه شده توسط ارجمندزاده و همکاران (۲۰۱۱) برای محیط تکتونوماگمایی و متالوژنیک بلوک لوت. IAT: جزیره قوسی تولیتی؛ CA, SHO: سری کالک آلکان و شوشونیتی؛ OIB: بازالت‌هایی با جزیره اقیانوسی یا میل ترکیبی درون لایه ای.



ساختاری با ارتفاعات بلند، عدم وجود حوضه پشت کمانی، تراستهای پرشیب که روی کل سنگ کره تأثیر می‌گذارند، رخنمون وسیع سنگهای دگرگون شده و شیب کمتر تختال دارد در مقابل، زون فرورانش به سمت غرب، ویژگی‌های خاصی مانند توپوگرافی کم ارتفاع، تختال پرشیب، هرم فزاینده متشکل از سنگهای کم عمق صفحه زیرین و حوضه پشت کمانی را نشان می‌دهد (i.e. Bevis et al., 1995; Lenci and Doglioni, 2009; Doglioni et al., 2007). تختالی که به سمت شرق و یا شمالشرق شیب داشته، سرعت کمتری نسبت به زون فرورانش به سمت غرب را تجربه کرده است. شناوری منفی تختال فرورونده در مقایسه با سست کره موجب سرعت بیشتر فرورانش نسبت به همگرایی دو صفحه می‌شود (Doglioni et al., 2009). براساس مطالعات تطبیقی انجام شده توسط تاتسومی و اگینز (Tatsumi & Eggins, 1995) بین نرخ همگرایی و حجم ماگماتیسم در زون فرورانش، حجم بالای ماگماتیسم شرق ایران در بلوک لوت با ضخامت ۳۰۰۰-۲۰۰۰ متر سنگ آذرین ترشیاری، مرتبط با کمان و در اثر نرخ بالای همگرایی زون فرورانش به سمت غرب بوده است (Jung et al., 1984). فرورانش به سمت غرب قبل از فرورانش به سمت شرق به اتمام رسیده است. به همین علت شواهد ساختاری فرورانش به زیر بلوک افغان قویتر است.

بر اساس داده‌های دیرینه مغناطیس، اولین چرخش قابل توجه CEIM در دوره ژوراسیک پسین - کرتاسه ابتدایی با میانگین ۳۰ درجه خلاف جهت عقربه‌های ساعت رخ داده است (Besse et al., 1998; Muttoni et al., 2009). این چرخش ممکن است ناشی از انتشار محور کافتش - گسترش سیستان به سمت شمال در طی ژوراسیک پسین - کرتاسه ابتدایی یا فرورانش مورب بعدی (اوایل کرتاسه انتهایی؟) اقیانوس باز شده سیستان به سمت غرب در زیر حاشیه قاره ای بلوک لوت و در نتیجه برخورد هند و اوراسیا باشد (al et Westphal, 1986; Besse et al., 1998). از آن زمان، تکامل ایران مرکزی با توالی از رویدادهای کشش پشت کمانی در میوسن (؟) مربوط به فرورانش به سمت غرب اقیانوس سیستان و فرورانش به سمت شمال نئوتیس در الیگومیوسن (؟) همراه بوده است (Dercourt et al., 1986; Bagheri and

خرد قاره ایران مرکزی (CEIM) شامل سه بلوک اصلی لوت، طبس و یزد است که توسط گسل‌های راستگرد شمالی-جنوبی از هم جدا می‌شوند (Walker and Jackson, 2004; Meyer and Le Dortz, 2007; Al-len et al., 2011). مرز شرقی بلوک لوت، مرزی است که توسط فرورانش اقیانوس نئوتیس شکل گرفته است (Dercourt et al., 1986; Golonka, 2004; Bagheri and Stampfli, 2008). وجود افولیت‌های شرق ایران نشان‌دهنده این مرز است. برخی از محققین تکتونیک فرورانش را رد کرده و باور دارند که کانی‌زایی شرق ایران ناشی از تکتونیک کششی است (سامانی و اشتری، ۱۳۷۱؛ Tarkin et al., 1983; Jung et al., 1984). محققینی نظیر کمپ و گریفیس (Camp & Griffis, 1982)، تیرو و همکاران (Tirrul et al., 1983)، ساکانی و همکاران (Saccani et al., 2010) و رضائی کهخانی و همکاران (Rezai-Kahkhaei et al., 2010)، علت جایگیری افولیت‌های شرق ایران را فرورانش اقیانوس نئوتیس سیستان به سمت شرق و در زیر بلوک افغان می‌دانند که با برخورد بلوک‌های لوت و افغان پایان پذیرفته است. از طرف دیگر، افتخار نژاد (۱۳۵۹) ماگماتیسم شمال لوت را نتیجه فرورانش زیر لوت قلمداد می‌کند. زرین کوب و همکاران (Zarrinkoub et al., 2012) مدلی برای تاریخچه ماگمایی و تکتونیک زمین درز سیستان ترسیم می‌کنند که در آن کافتش بین بلوک لوت و افغان، باعث ایجاد بازالت‌های نوع پشته میان اقیانوسی و اقیانوس سیستان شده است و با فرورانش به سمت غرب زیر بلوک لوت دنبال می‌شود.

رخداد گسترده ماگماتیسمهای کالک آلکالن و آداکیتی مرتبط با کمان مزوزوئیک-سنوزوئیک و نهشته‌های معدنی در بلوک لوت تا غرب زمین درز سیستان، نیازمند فرورانش به سمت غرب در زیر بلوک لوت هستند با این حال، شواهد ساختاری بر فرورانش به سمت شرق (یا شمالشرق) به زیر بلوک افغان دلالت دارد (al et Arjmandzadeh, 2011؛ شکل ۲). اخیراً، مدل‌های فرورانش دوسویه ناهمانند برای مواردی مشابه با شرق ایران مورد بحث قرار گرفته‌اند (Doglioni et al., 2009). با در نظر گرفتن شواهد ماگماتیسم مربوط به فرورانش در هر دو بلوک لوت و افغان، این مبحث منطقی بنظر می‌رسد. زون فرورانش به سمت شرق،

بگشایند. این تحقیق، قسمتی از یک سری آزمایشات تجربی (مدلسازی آنالوگ) انجام شده بر روی مسائل ژئودینامیکی شرق ایران است. در این تحقیق ویژگیهای صفحه فرورو (صفحه اقیانوسی سیستان) و تأثیر آن بر حالت‌های مختلف فرورانش مورد بررسی قرار می‌گیرد. مواد مورد استفاده خمیر سیلیکونی^۱ و شربت گلوکز^۲ می‌باشد که برای شبیه سازی سنگ کره اقیانوسی و جبهه بالایی در نظر گرفته شده است. گستردگی وسعت مقیاس در نظر گرفته شده (تا جبهه) در این مدلسازی و استفاده از مواد گرانبه برای بررسی پدیده فرورانش، نوآوری این آزمایش محسوب می‌شود که تا بحال در تحقیقات انجام شده در ایران دیده نشده است. نتیجه این تحقیق با در نظر گرفتن شواهد ساختاری و سنگ شناسی بلوک لوت به حل مسائل ژئودینامیکی پیچیده شرق ایران کمک می‌کند.

روش کار:

مدلسازی آزمایشگاهی یا آنالوگ، یک روش تجربی با مقیاس بندی‌های زمانی و طولی برای بررسی پدیده‌های زمین‌شناسی و فرآیندهای ژئودینامیکی است. مدل‌های آنالوگ بیان ساده‌تری از مؤلفه‌های هندسه، رئولوژی و شرایط مرزی سیستمی از زمین (نمونه طبیعی) هستند که به بررسی تکامل پیشرونده فرآیندهای ژئودینامیکی از آغاز تا انتها کمک می‌کنند. چنین فرآیندهایی در محیط کنترل شده آزمایشگاهی و در مقیاس‌های زمانی و طولی مناسب بررسی می‌شوند. مدل‌های آنالوگ بصورت تکرار پذیر برای بررسی تأثیر شرایط مختلف نظیر محیط آزمایشگاه، دستگاه آزمایش، مواد، روش‌های آماده سازی مدل، عامل انسانی بر روی خروجی آزمایش انجام می‌شوند. تئوری مقیاس، شباهت هندسی، سینماتیکی و دینامیکی بین مدل آنالوگ و نمونه طبیعی را بیان می‌کند و فهم کمی تر و عمیق تری از پدیده‌های طبیعی یا فرآیندهای ژئودینامیکی مورد بررسی را ارائه می‌نماید. در نتیجه این امکان فراهم می‌شود که مقادیر کمی شده طول، هندسه، سرعت، نیرو، استرس و استرین، مدل به مقادیر طبیعی مقیاس شود.

برای مدلسازی دقیق تر باید تمامی نیروهای مؤثر بر

Stampfli, 2008; Rossetti et al., 2010; Arjmandzadeh et al., 2011). با توجه به مطالب ذکر شده، می‌توان عنوان کرد که اولا فرورانش اقیانوس سیستان یک فرورانش دو سویه ناهمانند به زیر بلوک لوت و افغان به با سرعت و زاویه بیشتر زیر بلوک لوت نسبت به بلوک افغان بوده است. ثانيا فرورانش به زیر بلوک لوت بصورت مورب بوده است.

مدلسازی آنالوگ که به مدلسازی آزمایشگاهی یا فیزیکی نیز معروف است، یک روش تجربی است که در علوم زمین برای بررسی پدیده‌های زمین شناسی و فرآیندهای ژئودینامیکی بکار می‌رود. مطالعه فرآیندهای ژئودینامیکی به چند علت دشوار است: (۱) حالت کنونی زمین معلوم است. (۲) فرآیندهای ژئودینامیکی در مقیاس‌های زمانی میلیون‌ها سال هستند که فراتر از عمر بشر است. (۳) بسیاری از فرآیندهای ژئودینامیکی در مقیاس‌های بزرگ مکانی و در اعماق زمین رخ می‌دهند که مشاهده مستقیم آنها را دشوار یا غیر ممکن می‌سازد. اما مدل‌های آنالوگ محدودیتهای ذاتی مربوط به مطالعه مستقیم زمین را ندارند و تصویر کاملی از فرآیند تحت بررسی فراهم می‌آورند.

مدلسازی آزمایشگاهی تاریخچه طولانی دارد که از ۲۰۰ سال پیش با اولین تجارب آزمایشگاهی جیمز هال (Hall, 1815) آغاز شد. در نتیجه گسترش تئوری زمین ساخت صفحه‌ای در دهه ۱۹۶۰، سری جدیدی از مدل‌های آنالوگ برای شبیه سازی فرآیندهای زمین ساخت ایجاد شد. اولین مدل‌های فرورانش توسط ژاکوبی (Jacoby, 1973; 1976)، و کینکید و اولسون (Kincaid and Olson, 1987) انجام شد که متکی بر نیروی بویانسی داخلی بود. در سال‌های بعد نمونه‌هایی از مدلسازی آنالوگ فرورانش در مقیاس جبهه انجام شد که حرکت تختال با نیروی خارجی انجام می‌گرفت (می‌توانید به Buttles and Olson, 1998; Kincaid and Olson, 1998; Griffiths, 2003, 2004; Druken et al., 2011; MacDougal et al., 2014 رجوع کنید).

مدل‌های آنالوگ به محقق این اجازه را می‌دهد که بتواند یک فرآیند ژئودینامیکی را بصورت سیستماتیک بررسی کرده و تأثیر پارامترهای فیزیکی را کمی کند. در مواردی که مدل به درستی مقیاس شده باشد، نتایج می‌توانند در پیچه‌ای تازه بروی نمونه طبیعی

1. silicon putty
2. glucose syrup



فرآیندهای ژئودینامیکی ارائه کرد. مطابق نظر هوبرت سه معیار شباهت باید بدرستی برآورد شود تا مدل بدقت مقیاس شود. این معیارها، شباهت هندسی، سینماتیکی و دینامیکی است. یک مدل و نمونه طبیعی در صورتی از نظر هندسی مشابهند که رابطه ۱ بین همه طولهای آنها ($l_n, n=1, 2, 3, \dots$) برقرار باشد:

$$\frac{l_1^m}{l_1^p} = \frac{l_2^m}{l_2^p} = \frac{l_3^m}{l_3^p} = \frac{l_n^m}{l_n^p} = k \quad \text{رابطه (۱)}$$

که زیر نویس m برای مدل و p برای طبیعت بکار رفته است. برای شباهت سینماتیکی، شباهت هندسی مدل و طبیعت باید متحمل تغییر شکل و یا تغییر موقعیت یکسان شود که t زمان لازم برای ایجاد تغییرات مدل نسبت به طبیعت است (رابطه ۲؛ Ramberg, 1967).

$$\frac{t_1^m}{t_1^p} = \frac{t_2^m}{t_2^p} = \frac{t_3^m}{t_3^p} = \frac{t_n^m}{t_n^p} \quad \text{رابطه (۲)}$$

برای ایجاد شباهت دینامیکی باید نیروهای پیشران (مثل ثقل و یا نیروهای خارجی) و نیروهای مقاوم (مثل اصطکاک و ویسکوزیته) بین مدل و طبیعت توزیع مشابهی داشته باشند. در حرکت‌های آهسته مثل زمین شناسی، تنها نیروهایی که در نظر گرفته می‌شود نیروی ثقل و تنشها هستند. از نیروهای اینرسی صرفنظر می‌شود. در مقیاس بندی فرآیندهایی در حد مقیاس پوسته یالایی، سنگ کره یا جبهه، تنش در اعماق از رابطه ۳ بدست می‌آید (Ramberg, 1967).

$$\sigma_{ij} = -\rho g_i x_j \quad (i, j = 1, 2, 3) \quad \text{رابطه (۳)}$$

که p چگالی، g شتاب ثقل، x بردار موقعیت و σ تنش در یک چهارچوب ثابت مکانی است. نسبت رابطه ۳ در مدل به طبیعت، بقرار رابطه ۴ است:

$$\frac{\sigma_{ij}^m}{\sigma_{ij}^p} = \frac{\rho^m g_i^m x_j^m}{\rho^p g_i^p x_j^p} \quad \text{رابطه (۴)}$$

نسبت $\frac{\rho^m}{\rho^p}$ ضریب چگالی بین مدل و طبیعت و نسبت $\frac{x_j^m}{x_j^p}$ همان فاکتور ضریب طولی است. از آنجا که آزمایش در میدان ثقل طبیعی انجام می‌شود، در رابطه بالا شتاب ثقل حذف شده، تنش بصورت حاصلضرب چگالی و طول مقیاس شده، در نظر گرفته می‌شود (Horsfield, 1977; Davy and Cobbold, 1991). بدین ترتیب برای حصول نتایج قابل اطمینان باید مقیاس‌های مشخصی را در نظر گرفت. در آزمایشات انجام شده، ضریب مقیاس

سیستم فرورانش را در نظر گرفت تا براساس فاکتور مقیاس، نیروها و رئولوژی مواد را تا حد امکان مشابه طبیعت بازسازی کرد. مدلسازی بر اساس چهارچوب زیر انجام شده است:

(۱) رئولوژی گرانرو: از موادی که گرانرو خطی بودند استفاده کردیم در حالیکه مواد طبیعی از تغییر شکل خزشی توانی تبعیت می‌کنند. مواد نیوتنی نسبت به سیالاتی که تابع تغییر شکل توانی هستند، پاسخ شدیدتری به تغییر شکل می‌دهند. گرانروی مواد آزمایش شده، در حد پایینی آن است.

(۲) عدم وجود نیروی خارجی: فقط نیروی کشش تختال است که کل صفحه را می‌کشد. هیچ نیروی خارجی اعمال نمی‌شود.

(۳) جبهه با کنوکسیون گذرا (غیر فعال): فقط تختال فرورونده است که در جبهه ایجاد جریان می‌کند بنابراین جریانهای دیگر را در نظر نمی‌گیریم.

(۴) سیستم هم دما: از تأثیر حرارت در طی فرآیند فرورانش صرفنظر می‌کنیم. بنابراین پروفیل حرارتی یا همان تغییر چگالی شیمیایی، علیرغم نقش انتشار حرارتی و تغییر فاز در طی آزمایش ثابت می‌ماند. این حالت شبیه فرآیند نیمه آدیاباتیک است. در سرعتهای بالاتر از ۱ سانتیمتر بر سال از تغییر حرارت در طی فرورانش صرفنظر می‌شود.

(۵) غیر قابل نفوذ نسبت به جبهه: ته جبهه نسبت به جریان غیر قابل نفوذ است که معادل با ناپیوستگی در عمق ۶۶۰ کیلومتری است. که در این عمق از نفوذ تختال ممانعت می‌شود.

(۶) عدم وجود صفحه بالارو: صفحه بالایی مدلسازی نشده و فرض می‌شود که مرز صفحات ضعیف بوده و گرانروی معادل با جبهه بالایی دارد (Bellahsen et al., 2005). مطابق نظر کنراد و هاگر (Conrad and Hager, 1999)، برهم کنش صفحه بالایی و فرورو از نقطه نظر انرژی مهم نیست. گرچه صفحه بالایی تنش کمی به صفحه فرورو وارد می‌سازد (Conrad et al., 2004) ولی قابل اغماض است و از آن صرفنظر می‌کنیم. فرض ما بر این است که صفحه بالایی بصورت گذرا با عقب نشینی دراز گودال حرکت می‌کند.

اولین بار هوبرت (Hubbert, 1937) دلایل استفاده از تئوری مقیاس را در مدلسازی پدیده‌های زمین شناسی و

ایجاد ورقه‌ای با ضخامت ثابت دشوار بود، سعی شد در هر آزمایش تا جایی که امکان دارد نسبت خاصی بین ابعاد برقرار باشد. از بین آزمایشات متعدد انجام شده، سه حالت شاخص برای فرورانش بدست آمد که در زیر نمونه‌های بارز آن را ذکر می‌کنیم.

الف) در این آزمایش خمیر سیلیکونی به شکل دوزنقه ای در آمد که طول ورقه فرورو نسبت به عرض آن تقریباً دو برابر باشد. صفحه با ابعاد طول بزرگتر ۲۳، طول کوچکتر ۱۴/۵، عرض ۱۲، و ضخامت ۵/۰ سانتیمتر و زاویه رأسی حدوداً ۵۵° و وزن تقریبی ۳۲۰ گرم تهیه شد. زاویه شیب و سرعت فرورانش در تمام مدت آزمایش نسبتاً زیاد است بنحوی که تختال فرورنده به عقب خمیده^۱ می‌شود و شکل نیم دایره به خود می‌گیرد. شعاع انحنا این خمیدگی در طی آزمایش افزایش می‌یابد. مقدار اریب مرز فرورانش بستگی به زاویه رأسی خمیر سیلیکونی دوزنقه‌ای شکل دارد (شکل ۴).

ب) در این آزمایش خمیر سیلیکونی به شکل دوزنقه با ابعاد طول بزرگتر ۱۸، طول کوچکتر ۵/۱۳، عرض ۱۳ و ضخامت ۱ سانتیمتر با زاویه رأسی دوزنقه حدوداً ۷۵° تهیه شد طوری که طول و عرض صفحه فرورو ابعادی نزدیک به هم داشته باشد. وزن نمونه حدود ۴۰۰ گرم بود. در ابتدای فرورانش، نیروی کشش ورقه در اثر وزن زیاد است و به همین جهت زاویه شیب و سرعت فرورفتن صفحه فرورو هم زیاد است. با گذشت زمان و فرورفتن بخشی از ورقه، از میزان نیروی کشش ورقه در اثر وزن کاسته شده، شیب و سرعت فرورانش نیز کم می‌شود. تغییرات زاویه شیب باعث می‌شود که زون بنیوف از حالت مسطح خارج شده و بصورت منحنی با دو انحنا مختلف در آید. نمونه این نوع فرورانش در شکل ۵ آورده شده است. همانند آزمایش قبل، شکل ظاهری مرز فرورانش تابعی از میزان اریبی لبه صفحه فرورو است.

ج) در این آزمایش ابعاد خمیر سیلیکونی مشابه حالت ب ولی ضخامت آن مشابه حالت الف در نظر گرفته شد. نمونه به شکل دوزنقه با ابعاد طول بزرگتر ۱۶، طول کوچکتر ۵/۱۰، عرض ۸ و ضخامت ۵/۰ سانتیمتر، زاویه رأسی حدوداً ۵۵° و وزن تقریبی ۲۷۰ گرم تهیه

طولی (k در رابطه ۱) $6/1 \times 10^{-10}$ بکار رفته است یعنی هر سانتی متر در آزمایش معادل ۶۰ کیلومتر در طبیعت است. ضریب چگالی معمولاً ۵/۰~ اعمال می‌شود. در این تحقیق، مقیاس تنش بصورت حاصلضرب مقیاس چگالی و طول برابر با ضریب $10^{-8} \times 10^{-10}$ است. در نهایت، گرانروی به صورت حاصلضرب تنش و زمان مقیاس می‌شود (Davy and Cobbold, 1991). گرانروی لایه فرورو با توجه به فاکتور مقیاس طولی در نظر گرفته شده از خمیر سیلیکونی با گرانروی $10^5 \text{ Pa}\cdot\text{s}$ حاصل می‌شود که سنگ کره اقیانوسی را شبیه سازی می‌کند. خمیر سیلیکونی یک ماده ویسکوالاستیک است که در نرخهای استرین آزمایشگاهی بصورت گرانروی نیوتنی عمل می‌کند (مقیاس زمانی آزمایش، بیشتر از زمان رهاشدگی ماکسول است). نسبت گرانروی سنگ کره به جبهه بالایی تقریباً برابر با 3000 است. لایه گرانروی زیرین از شربت گلوکز با گرانروی $10^2 \text{ Pa}\cdot\text{s}$ ایجاد شد تا نسبت گرانروی فوق برقرار باشد. گرانروی این ماده توسط دستگاه ویسکومتر به دقت تعیین شده است.

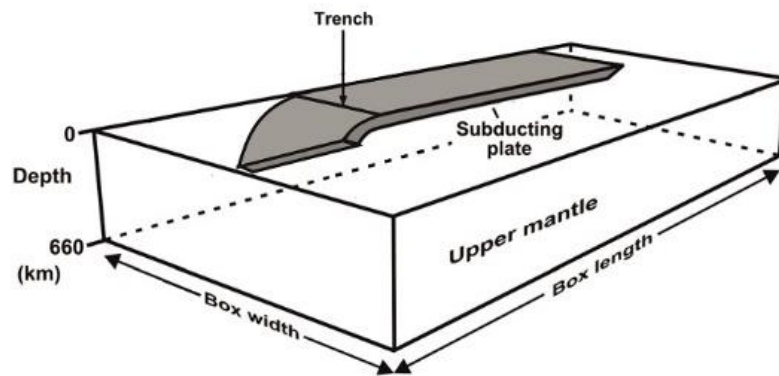
آزمایش شامل سیستم دو لایه‌ای است و در یک مخزن پلاکسی گلاس انجام گرفته است (شکل ۳). مزیت مدل این است که سه بعدی بوده و سینماتیک دراز گودال فقط با دینامیک تختال ایجاد می‌شود و نقطه اشکال آن نیز این است که لایه بندی رئولوژیکی ساده‌ای دارد و بعلاوه اعمال نشدن حرارت، گرانروی ثابت است. ورقه نازک خمیر سیلیکونی آزادانه حرکت می‌کند و بخودی خود و فقط تحت نیروی وزن، در یک مخزن پر از شربت گلوکز فرو می‌رود و صفحه را بدنبال خود می‌کشد. در حقیقت فرض می‌کنیم که مرزهای صفحه گسلی هستند و گرانروی معادل با جبهه بالایی دارند. این شرایط منجر به سرعت بیشتر اما اطمینان از حرکت آزاد صفحه می‌شود (Bellahsen et al., 2005).

برای بازسازی فرورانش مورب سنگ کره اقیانوسی، ورقه نازک خمیر سیلیکونی را به شکل دوزنقه در نظر می‌گیریم. از آنجا که هیچ نیروی خارجی بر سیستم عمل نمی‌کند، برای شروع فرآیند فرورانش باید قسمت کوچکی از لبه لایه خمیر سیلیکونی را به داخل گلوکز فرو ببریم. لازم به ذکر است از آنجا که خمیر سیلیکونی حالت گرانروی داشته و آماده سازی آن برای

جابجایی مرز فرورانش در نرم افزار کورل اندازه گیری و سرعت فرورفتن صفحه در لایه گرانرو پایینی (گلوکز) برای آزمایش‌های ب و ج محاسبه گردید. در آزمایش الف بعلت انحنا یافتن صفحه امکان اندازه گیری جابجایی‌ها و سرعت خطی صفحه فرورو نبود. نتایج این اندازه گیریها در جداول ۱ و ۲ و نیز شکل‌های ۷ و ۸ آمده است.

شد. برای اینکه صفحه فرورو صلیبیت بیشتری داشته باشد، مقداری سولفات باریم در حد ۵ گرم به خمیر سیلیکونی افزوده شد. زاویه شیب و سرعت فرورانش در تمام مدت آزمایش کم است همانند آزمایش قبل، شکل ظاهری مرز فرورانش تابعی از میزان اریبی لبه صفحه فرورو است (شکل ۶).

بعد از انجام آزمایش‌ها، زاویه شیب فرورانش، میزان جابجایی‌های قائم و موازی با صفحه فرورو، و میزان



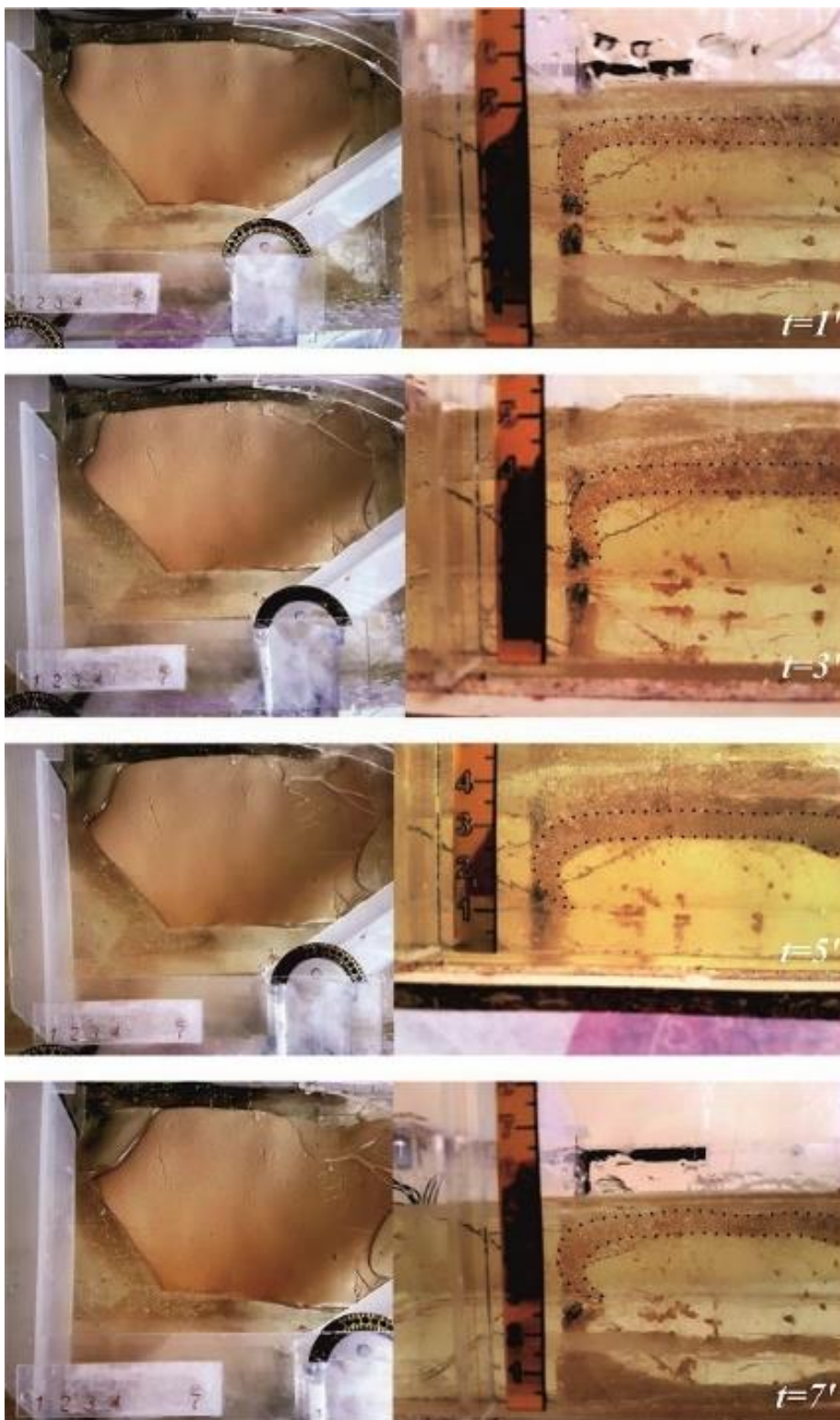
شکل ۳. طرح شماتیک دستگاه و سیستم دو لایه شامل خمیر سیلیکونی (سنگ کوه) و شربت گلوکز (جبه)

در این آزمایش نسبت به دو آزمایش قبل کمتر است در نتیجه، نیروی کشش ورقه و به تبع آن سرعت فرورانش کم است. نکته مهم دیگر در آزمایش‌های انجام شده، میزان جابجایی مرز فرورانش یا دراز گودال در طی زمان است (TD، نمودار زرد رنگ شکل‌های ۷ و ۸). در آزمایش ب سرعت عقب نشینی دراز گودال به مراتب بیشتر از سرعت فرورانش است که بیانگر کشش ایجاد شده در ناحیه پشت کمانی است. در آزمایش ج اما، سرعت جابجایی دراز گودال با سرعت فرورانش تقریباً یکسان است. در آزمایش الف، سرعت فرورانش بسیار زیاد است به نحوی که ورقه به عقب خمیده می‌شود. طول زیاد و پهنای کم ورقه عامل سرعت زیاد فرورانش در این آزمایش است.

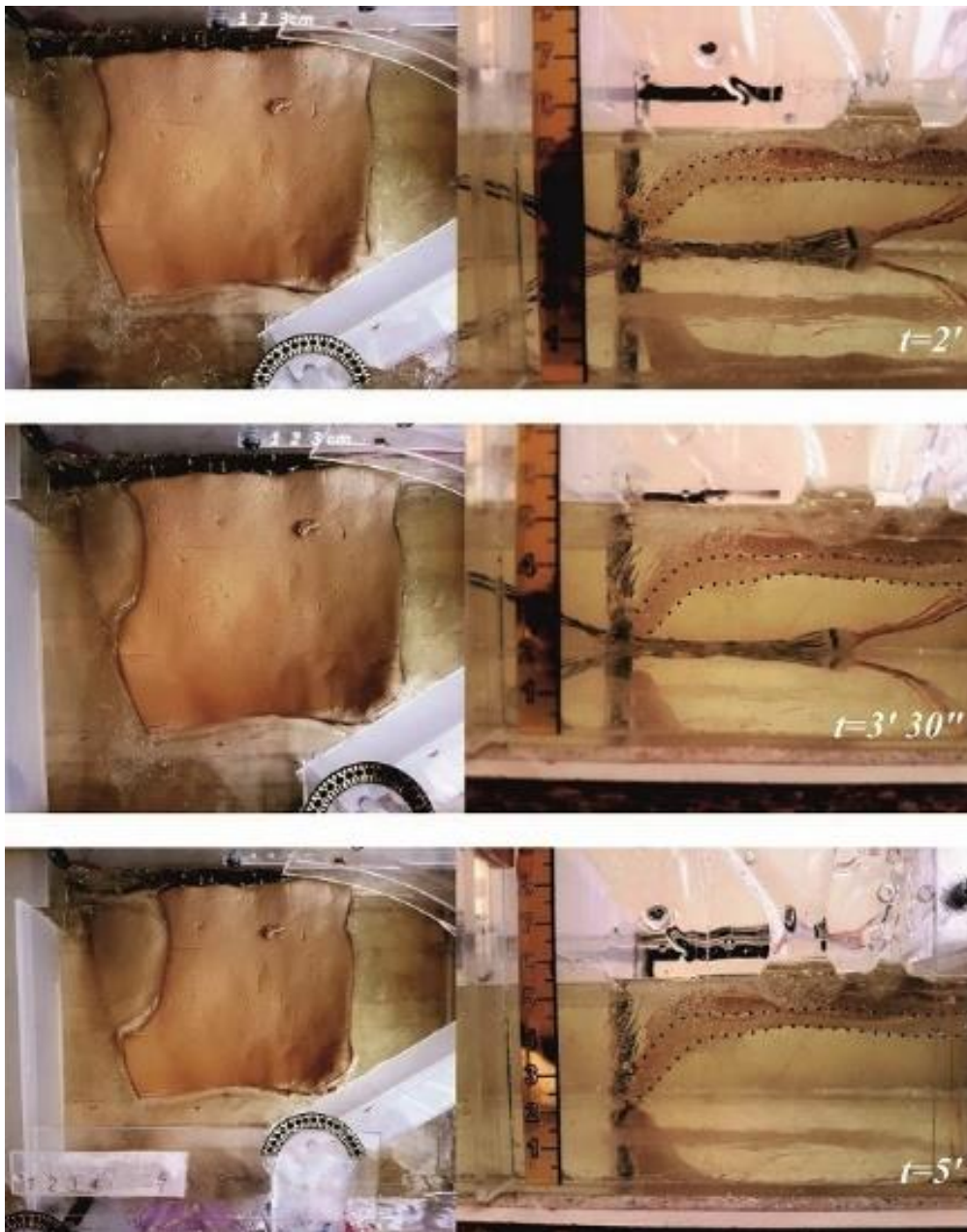
طرح شماتیک رژیم‌های مختلف فرورانش در آزمایش‌های انجام شده الف تاج و پارامترهای کلیدی مسبب آنها در شکل ۱۰ آورده شده است. تختال در حین فرورانش جریانی را در گلوکز مجاور ایجاد می‌کند. برای مشخص شدن جریان گلوکز (جبه) در مجاورت تختال در هر آزمایش، تصاویر پردازش

بحث:

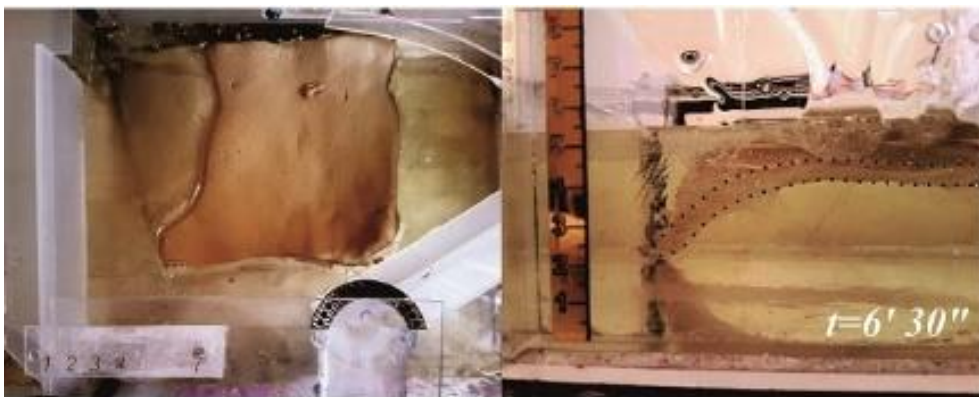
شیب نمودار جابجایی به موازات تختال (PDS، نمودار خاکستری رنگ در شکل‌های ۷ و ۸) نسبت به زمان بیانگر سرعت فرورانش است. در هر دو آزمایش تغییرات زاویه شیب فرورانش (DAC، نمودار سبز رنگ در شکل‌های ۷ و ۸) همخوانی خوبی با نمودار جابجایی به موازات تختال دارد و بنابر این سرعت فرورانش با زاویه شیب فرورانش متناسب است. علیرغم این که در هر دو آزمایش، ورقه‌ها ابعاد تقریباً یکسانی دارند، آزمایش ب، سرعت فرورانش بیشتری دارد و در آزمایش ج این سرعت به مراتب کمتر است. شکل ۹ این مقایسه را بهتر نشان می‌دهد. بنابراین سرعت فرورانش تابعی از صلیبیت و وزن ورقه است. در آزمایش ب، شناوری منفی تختال فرورونده در مقایسه با سست کوه (گلوکز) می‌تواند ناشی از وزن بیشتر ورقه یا خمش بیشتر ورقه در اثر گرانروی کمتر در این آزمایش باشد که موجب سرعت بیشتر فرورانش می‌شود. در حالیکه در آزمایش ج، صلیبیت بیشتر ورقه مانع خم شدن آن و در نتیجه کاهش شیب فرورانش می‌شود از طرفی وزن ورقه هم

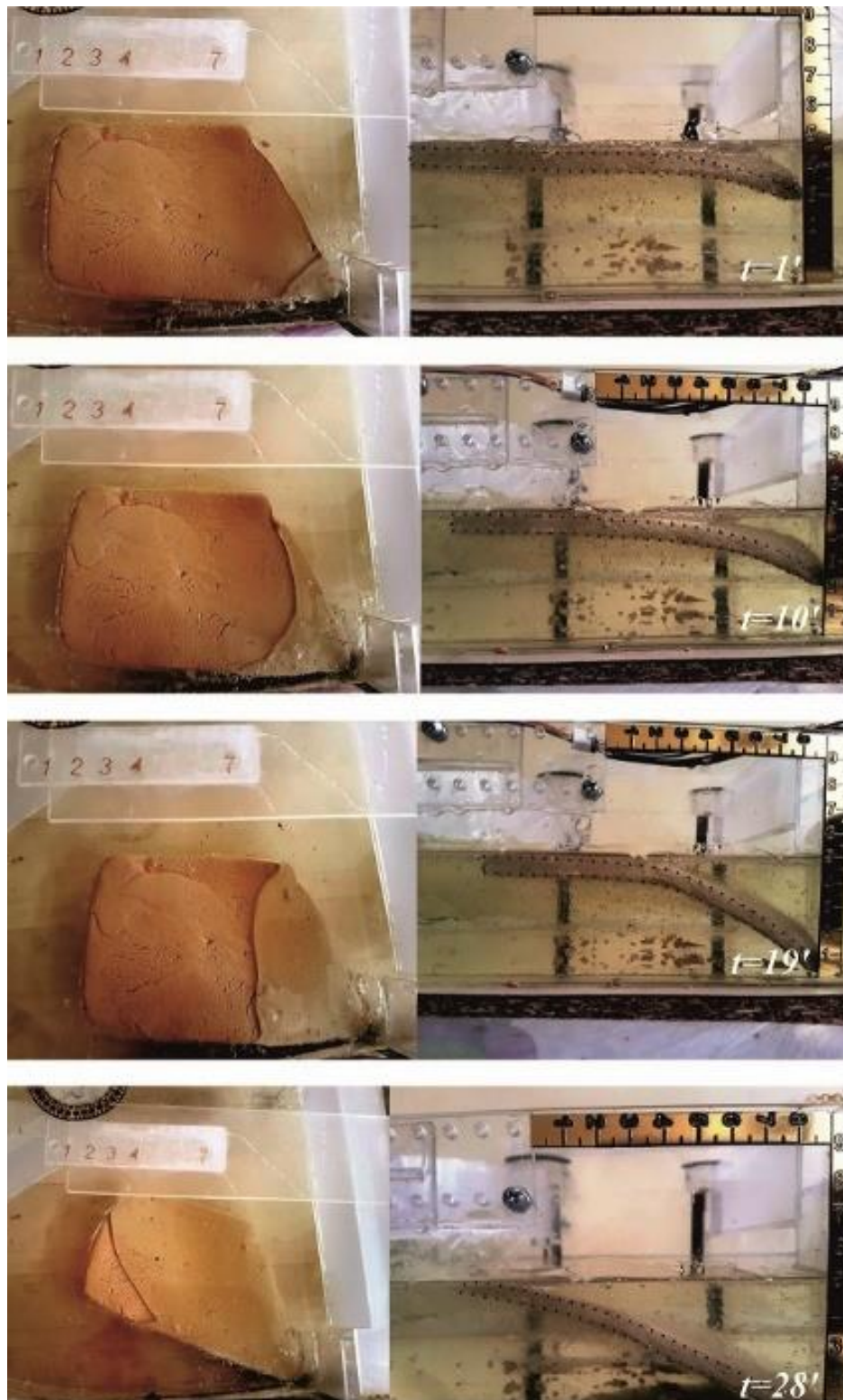


شکل ۴. مراحل فرو رفتن صفحه به شکل دوزنقه با ابعاد $14 \times 14/5 \times 12 \times 23$ و ضخامت $0/5$ سانتیمتر و زاویه رأسی حدوداً 55° در آزمایش الف. وضعیت لایه خمیر سیلیکونی در حال فروانش با نقطه چین در تصاویر مشخص شده است. تصاویر از دو وجه روبرو و بالا با فواصل زمانی ۲ دقیقه ثبت شده‌اند.



شکل ۵. مراحل فرورفتن صفحه به شکل دوزنقه با ابعاد $14 \times 13/5 \times 13 \times 18$ و ضخامت ۱ سانتیمتر و زاویه رأسی حدوداً 75° در آزمایش ب. وضعیت لایه خمیر سیلیکونی در حال فرورانش با نقطه چین در تصاویر مشخص شده است. تصاویر از دو وجه روبرو و بالا با فواصل زمانی ۹۰ ثانیه ثبت شده‌اند. بعد از فرورفتن تقریباً یک سوم ورقه، زاویه و سرعت فرورانش تغییر می‌کند (ادامه شکل در صفحه بعد).



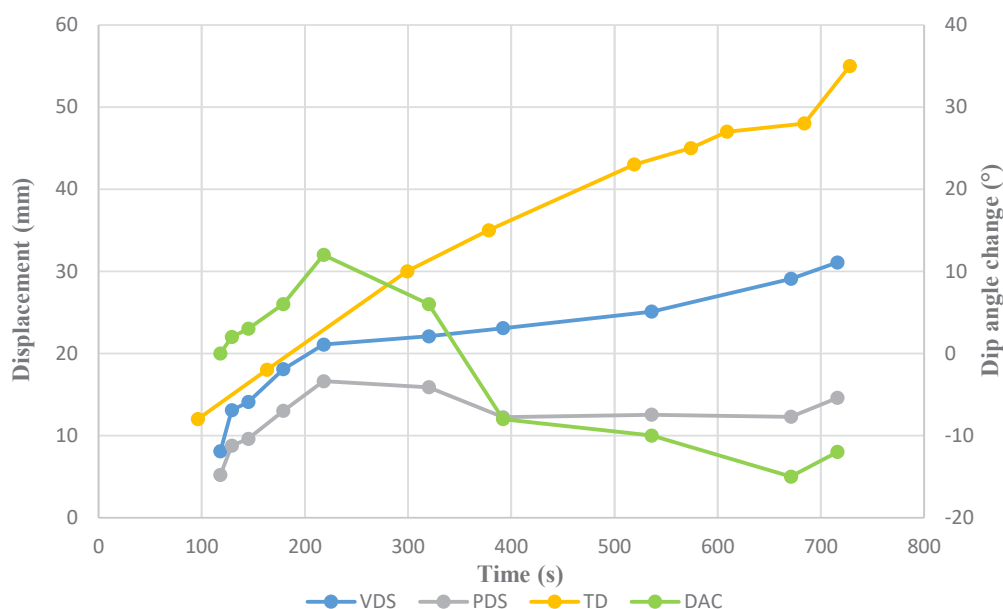


شکل ۶. ذوزنقه به ابعاد $11 \times 10 / 5 \times 8 \times 16$ و ضخامت $0/5$ سانتیمتر و زاویه رأسی حدود 55° در آزمایش ج. صلیب صفحه فرورو با افزودن کمی سولفات باریم افزایش یافته است. وضعیت لایه خمیر سیلیکونی در حال فرورانش با نقطه چین در تصاویر مشخص شده است. تصاویر از دو وجه روبرو و بالا با فواصل زمانی ۹ دقیقه ثبت شده‌اند. زاویه فرورانش و سرعت کم است.

جدول ۱. مقادیر اندازه‌گیری در آزمایش ب

زمان (ثانیه)	جابجایی قائم (میلیمتر)	جابجایی افقی مرز فروانش (میلیمتر)	جابجایی موازی صفحه (میلیمتر)	زاویه شیب صفحه (درجه)	تغییرات زاویه شیب (درجه)
0	8.08	14.40414	5.193723886	40	0
2	13.08	15.37896	8.752228331	42	2
3	14.08	16.7796	9.60253691	43	3
6	18.08	19.68796	13.00566359	46	6
12	21.08	22.91014	16.61126669	52	12
6	22.08	30.7621	15.88302279	46	6
-8	23.08	35.80354	12.23053662	32	-8
-10	25.08	44.64226	12.54	30	-10
-15	29.08	51.42196	12.28973905	25	-15
-12	31.08	53.35786	14.59117617	28	-12

آزمایش ب

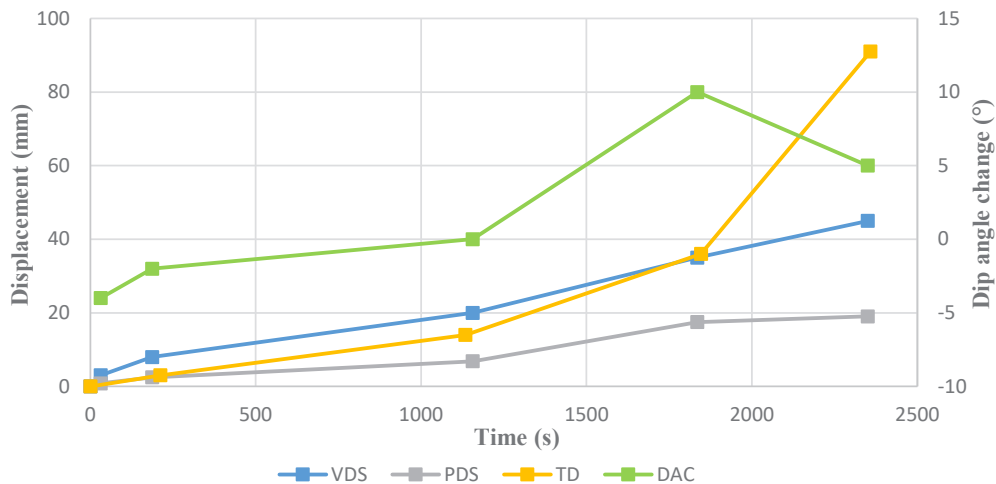


شکل ۷. منحنی‌های جابجایی-زمان و تغییرات شیب-زمان اندازه‌گیری شده در آزمایش ب (جدول ۱). VDS: جابجایی قائم تختال، PDS: جابجایی موازی تختال، TD: جابجایی دراز گودال، و DAC: تغییرات زاویه شیب فروانش (مقیاس این داده‌ها در محور قائم سمت راست نمایش داده شده است).

جدول ۲. مقادیر اندازه‌گیری در آزمایش ج

زمان (ثانیه)	جابجایی قائم (میلیمتر)	جابجایی افقی مرز فروانش (میلیمتر)	جابجایی موازی صفحه (میلیمتر)	زاویه شیب صفحه (درجه)	تغییرات زاویه شیب (درجه)
31	3	1	0.826912	16	-4
187	8	3	2.472136	18	-2
1156	20	15	6.840403	20	0
1835	35	35	17.5	30	10
2350	45	91	19.01782	25	5

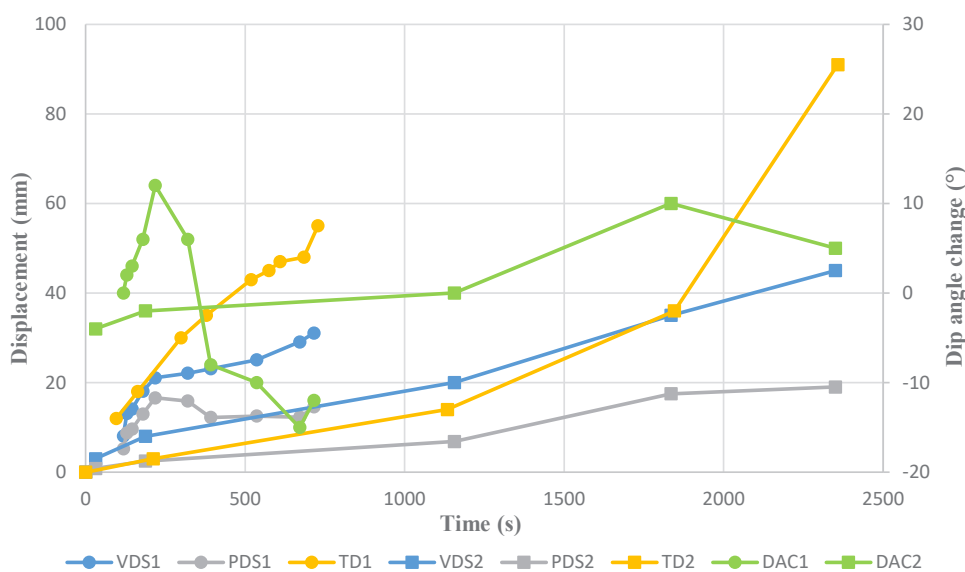
آزمایش ج



شکل ۸. منحنی‌های جابجایی-زمان و تغییرات شیب-زمان اندازه‌گیری شده در آزمایش ج (جدول ۲). VDS: جابجایی قائم تختال، PDS: جابجایی موازی تختال، TD: جابجایی دراز گودال، و DAC: تغییرات زاویه شیب فرورانش (مقیاس این داده‌ها در محور قائم سمت راست نمایش داده شده است).

کشش پشت کمانی از استرسهای برشی افقی در اثر جریان مداری جبهه ناشی می‌شود. با افزایش سرعت برگشت به عقب تختال، سرعتهای مداری افزایش یافته گرادیان افقی سرعت، گرادیان استرس برشی افقی و نرخ کشش افزایش می‌یابد (Schellart and Moresi, 2013). میزان کشش پشت کمانی در این آزمایش زیاد است.

شده‌اند. بردارهای بصورت شماتیک این جریان را نشان می‌دهند. در آزمایش الف برگشت به عقب تختال کم پهنا، جریان بازگشتی مداری ایجاد می‌کند (منحنی‌های نارنجی در شکل ۸a). در صورتی که برگشت به عقب تختال سریع باشد، جریان مداری عرضی حول لبه تختال کم پهنا، موجب عقب نشینی سریع دراز گودال و کشش پشت کمان می‌شود.



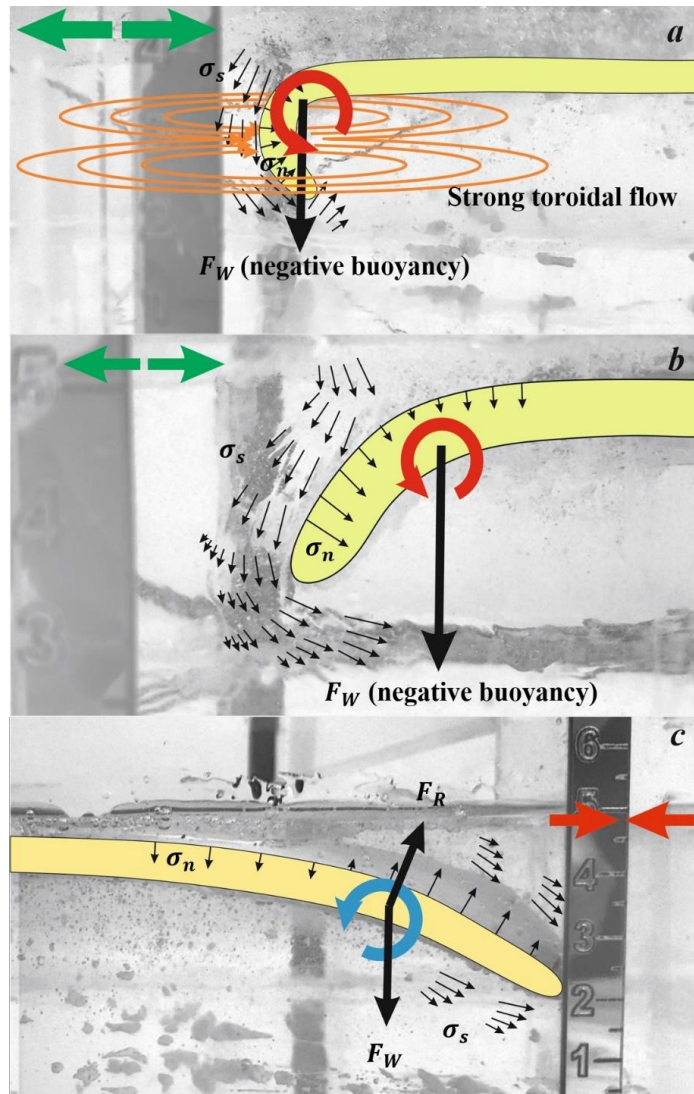
شکل ۹. مقایسه پارامترهای اندازه‌گیری شده در آزمایش ب (اندیس ۱ و نشانه‌های دایره‌ای) با پارامترهای اندازه‌گیری شده در آزمایش ج (اندیس ۲ و نشانه‌های مربعی). همچنان VDS: جابجایی قائم تختال، PDS: جابجایی موازی تختال، TD: جابجایی دراز گودال، و DAC: تغییرات زاویه شیب فرورانش (مقیاس این داده‌ها در محور قائم سمت راست نمایش داده شده است).

پوسته قاره‌ای فوقانی دچار آرایش شده‌اند که البته میزان این آرایش در مناطق مختلف متفاوت است. بعنوان مثال بازالت‌های رخنمون یافته در امتداد گسل ناینند از نوع جزایر اقیانوسی بوده و میزان اختلاط ناچیزی با پوسته دارند و بنظر می‌رسد یک جبهه در اثر کشش به دام افتاده است (Saadat, 2010). ژئوشیمی سنگهای بازیک بلوک لوت نشان از ضخامت نازک سنگ کره در این ناحیه دارد (Walker et al., 2009). بنابراین با توجه به مطالب ذکر شده در مورد ژئوشیمی و خاستگاه سنگهای بازیک-حدواسط بلوک لوت می‌توان گفت که اولاً فرورانش تاثیر مهمی در ایجاد آنها داشته است و دوماً پوسته در ناحیه پشت کمان دچار نازک شدگی و کشش بوده، بنابراین آزمایش ب می‌تواند مدل مناسبی برای توجیه ماگماتیسم بلوک لوت باشد. علاوه بر آن آزمایش ج می‌تواند ساختارهای ایجاد شده در بلوک افغان در اثر فشارش را توضیح دهد (شکل ۱۱). اما اگر فرض را بر یکسان بودن رئولوژی لیتوسفیر اقیانوسی سیستان در هر دو سمت فرورانش غربی و شرقی بگیریم، بنظر می‌رسد جریان حرارتی بالاتر سست کره زیر بلوک لوت (Walker et al., 2009) عامل اصلی شناوری منفی تختال غربی باشد.

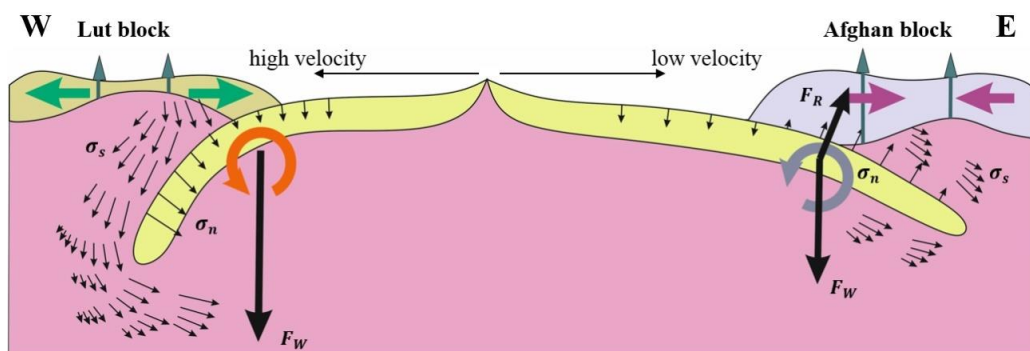
از آغاز فرورانش اقیانوس سیستان به زیر بلوک لوت (۱۱۰ میلیون سال پیش) تا اتمام آن و ایجاد برخورد (۸۵ میلیون سال پیش)، ۲۵ میلیون سال طول کشیده است (Zarrinkoub et al., 2012). در صورتی که آزمایش ب را مدل مشابهی با آنچه در فرورانش تختال غربی رخ داده بدانیم، با در نظر گرفتن زمان آزمایش مربوطه (۷۱۶ ثانیه در جدول ۱)، هر دقیقه از آزمایش تقریباً معادل ۲ میلیون سال بوده است. مطابق نظر جنتزر و همکاران (Jentzer et al., 2022) مدت زمان فرورانش اقیانوس سیستان به زیر بلوک افغان، از آغاز تا زمان برخورد، ۶۵ میلیون سال بوده است. اگر آزمایش ج را مشابه با فرورانش تختال شرقی بدانیم، با در نظر گرفتن زمان انجام آزمایش (۲۳۵۰ ثانیه در جدول ۲)، هر دقیقه از آزمایش تقریباً معادل ۱/۷ میلیون سال است.

در آزمایش ب، نیروی وزن ورقه زیاد است از طرفی گرانیروی کم ورقه هم، موجب خمش بیشتر آن در اثر نیروی وزن می‌شود و در نتیجه نیروی بویانسی منفی ایجاد شده باعث فرورفتن سریع ورقه در گلوکز می‌شود. این نیرو موجب افزایش زاویه شیب فرورانش و در نتیجه سرعت فرورانش می‌شود که میزان هر دو در ابتدای این آزمایش بصورت تدریجی افزایش می‌یابد (خطوط سبز و خاکستری در شکل ۷). در اثر فرورفتن سریع ورقه، جریانی از جبهه بصورت نصف النهاری از حرکت به سمت پایین تختال ایجاد می‌شود (بردارهای در شکل ۸b). این گرادیان سرعت موجب افزایش استرس برشی و استرس نرمال انحرافی کم در محل فرورانش و پسروی درازگودال می‌شود که به نوبه خود تنش کششی انحرافی و کشش در ناحیه پشت کمان را ایجاد می‌کند. لالمنند و همکاران (Lallemant et al., 2005) با بررسی آماری زونهای فرورانش نشان دادند که برای شیبهای بیشتر از 51° در ناحیه پشت کمانی کشش ایجاد می‌شود. کوتاه شدگی پیشانی ناشی از استرسهای برشی در محل فرورانش است. همزمانی کوتاه شدگی پیشانی و کشش پشت کمان با این مدل توضیح داده می‌شود. میزان کشش پشت کمانی در این آزمایش از آزمایش اول کمتر است. در آزمایش ج، دو نیرو بر ورقه در حال فرورفتن اثر می‌گذارند: یکی نیروی وزن ورقه است که در این آزمایش نسبت به دو آزمایش قبل کمتر است، دیگری نیروی است که در مقابل خم شدن ورقه مقاومت می‌کند و ناشی از صلبیت بیشتر ورقه در این آزمایش است. در نتیجه، زاویه فرورانش و به تبع آن سرعت فرورانش کم است. بردارهای با زاویه کم نسبت به ناحیه پشت کمان، باعث فشارش عمود بر درازگودال و کوتاه شدگی ناحیه پشت کمان و استرس نرمال انحرافی بالا در محل فرورانش می‌گردد. مرز درازگودال در این آزمایش تقریباً بصورت خنثی است، یعنی سرعت فرورانش با سرعت جابجایی درازگودال برابر است (خطوط زرد و خاکستری در شکل ۸).

به باور اکثر محققان، سنگهای ماگمایی بازیک-حدواسط بلوک لوت غالباً دارای منشاء گوشته‌ای سست کره هستند که قبلاً به وسیله مؤلفه‌های فرورانشی (سیالات-مذاب) غنی شده و بعداً تا حدی با مواد



شکل ۱۰. رژیمهای مختلف فرورانش در آزمایش‌های انجام شده الف تا ج و پارامترهای کلیدی مسبب آنها.



شکل ۱۱. مطابقت آزمایش‌های ب و ج با رژیمهای فرورانش به ترتیب، تختال غربی و شرقی در شرق ایران

نتیجه گیری:

کمانی در بلوک افغان از طرفی و توپوگرافی کم ارتفاع، هرم فزاینده متشکل از سنگهای کم عمق صفحه زیرین و حوضه پشت کمانی در بلوک لوت از طرف دیگر، و نیز با در نظر گرفتن شواهد ماگماتیسم مربوط به

وجود افیولیت های شرق ایران نشان دهنده فرورانش اقیانوس نئوتیس است. با توجه به ارتفاعات بلند ساختاری، تراستهای پرشیب و عدم وجود حوضه پشت

بلوک لوت باشد. علاوه بر آن آزمایش ج می‌تواند ساختارهای ایجاد شده در بلوک افغان در اثر فشارش را توضیح دهد. اما اگر فرض را بر یکسان بودن رئولوژی لیتوسفر اقیانوسی سیستان در هر دو سمت فرورانش غربی و شرقی بگیریم، بنظر می‌رسد جریان حرارتی بالاتر سست کره زیر بلوک لوت (Walker et al., 2009) عامل اصلی شناوری منفی و سرعت و زاویه بیشتر فرورانش تختال غربی باشد.

منابع:

افتخار نژاد، ج.، ۱۳۵۹. تفکیک بخشهای مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی نشریه انجمن نفت شماره ۸۲، ص ۱۹-۲۸.

سامانی، ب. و اشتری، ش.، ۱۳۷۱. تکوین زمین‌شناسی ناحیه سیستان و بلوچستان، فصلنامه علمی-پژوهشی علوم زمین شماره ۴، ص ۱۴-۲۵.

Allen, M.B., Kheirkhah, M., Emami, M.H., Jones, S.J., 2011. Right-lateral shear across Iran and kinematic change in the Arabia-Eurasia collision zone. *Geophysical Journal International* 184, 555–574.

Arjmandzade, R., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Santon, J.F., Medina, J.M., Homam, S.M., 2011. Sr-Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut block, eastern Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 41, 283-296.

Bagheri, S., Stampfli, G.M., 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complex in central Iran: new geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics* 451, 123–155.

Bellahsen, N., Faccenna, C., Funicello, F., 2005. Dynamics of subduction and plate motion in laboratory experiments: Insights into the “plate tectonics” behavior of the Earth. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 110(B1), pp.B01401.

فرورانش در هر دو بلوک لوت و افغان، مدل فرورانش دوسویه ناهمانند در شرق ایران، منطقی بنظر می‌رسد. بر این اساس ظاهراً تختالی که به سمت شرق و یا شمالشرق شیب داشته، سرعت کمتری نسبت به زون فرورانش به سمت غرب را تجربه کرده است. شناوری منفی تختال فرورونده غربی در مقایسه با سست کره موجب سرعت بیشتر فرورانش نسبت به همگرایی دو صفحه شده که بنوبه خود کشش پشت کمانی را ایجاد کرده است (Doglioni et al., 2009). فرورانش به سمت غرب قبل از فرورانش به سمت شرق به اتمام رسیده است. به همین علت شواهد ساختاری فرورانش به زیر بلوک افغان قویتر است (al et Arjmandzadeh, 2011). در این تحقیق با انجام یک سری آزمایشات تجربی (مدلسازی آنالوگ)، ویژگیهای صفحه اقیانوسی سیستان و تأثیر آن بر حالت‌های مختلف فرورانش مورد بررسی قرار گرفت. گستردگی وسعت مقیاس در نظر گرفته شده (تاجبه) و استفاده از مواد گرانرو برای بررسی پدیده فرورانش، از ویژگیهای این مدلسازی بشمار می‌رود. برای ایجاد شباهت هندسی، سینماتیکی و دینامیکی بین مدل و طبیعت و حصول نتایج قابل اطمینان ضریب مقیاس طولی $10^{-6} \times 6/1$ بکار رفت. بر این اساس از خمیر سیلیکونی برای شبیه سازی سنگ کره اقیانوسی و شربت گلوکز بجای جبه بالای استفاده شد.

سه آزمایش شاخص با ابعاد هندسی متفاوت و رئولوژی متفاوت برای شبیه سازی سنگ کره اقیانوسی سیستان صورت گرفت. آزمایش الف و ب دارای ابعاد متفاوت و رئولوژی یکسان و ج دارای ابعاد تقریباً یکسان اما رئولوژی متفاوت بودند. نتایج این آزمایشات نشان داد که افزایش طول و ضخامت، و نیز کم بودن نسبت گرانروی سنگ کره و سست کره، تأثیر مستقیم بر سرعت فرورانش دارد. همچنین رابطه معنا داری بین زاویه و سرعت فرورانش مشخص گردید. در نهایت با تحلیل جنبش شناختی در آزمایشات انجام شده، تغییر شکل منطقه پشت کمانی بررسی شد. نتایج آزمایش ب که مؤید سرعت و شیب زیاد فرورانش و نیز کشش ناحیه پشت کمانی است، می‌تواند بعنوان ویژگیهای صفحه فرورو اقیانوس سیستان به زیر بلوک لوت در نظر گرفته شود و مدل مناسبی برای توجیه ماگماتیسم

- Mantle wedge asymmetries and geochemical signatures along W- and E-NE-directed subduction zones. *Lithos* 113, 179–189.
- Druken, K.A., Long, M.D., Kincaid, C., 2011. Patterns in seismic anisotropy driven by rollback subduction beneath the High Lava Plains. *Geophys. Res. Lett.* 38, L13310. <http://dx.doi.org/10.1029/2011gl047541>.
- Golonka, J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics* 38, 235–273. <https://doi:10.1016/j.tecto.2002.06.004>.
- Hall, J., 1815. On the vertical position and convolutions of certain strata and their relationship with granite. *Trans. R. Soc. Edinburgh* 7, 79–108.
- Horsfield, W.T., 1977. An experimental approach to basement controlled faulting. *Geologie en Mijnbouw* 56, 363-370.
- Hubbert, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geol. Soc. Am. Bull.* 48, 1459–1520.
- Jacoby, W.R., 1973. Model experiment of plate movements. *Nature Phys. Sci.* 242, 130–134.
- Jacoby, W.R., 1976. Paraffin model experiment of plate tectonics. *Tectonophysics* 35, 103–113.
- Jentzer, M., Agard, P., Bonnet, G., Monié, P., Fournier, M., Whitechurch, H., Omrani, J., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Kohansal, R. and Do Couto, D., 2022. The North Sistan orogen (Eastern Iran): Tectono-metamorphic evolution and significance within the Tethyan realm. *Gondwana Research*, 109, pp.460-492.
- Jung, D., Keller, J., Khorasani, R., Marcks, C., Baumann, A., Horn, P., 1984. Petrology of the Tertiary Magmatic Activity in the Northern Lut Area, East Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und*
- Besse, J., Torcq, F., Gallet, Y., Ricou, L.E., Kryštín, L., Saydi, A., 1998. Late Triassic paleomagnetic data from Iran: Constraints on the migration of the Iranian block through the Tethyan Ocean and initial destruction of Pangea. *Geophysical Journal International* 135, 77–92. <https://doi:10.1046/j.1365-246X.1998.00603.x>.
- Bevis, M., Taylor, F.W., Schutz, B.E., Recy, J., Isacks, B.L., Helu, S., Singh, R., Kendrick, E., Stowell, J., Taylor, B., Calmant, S., 1995. Geodetic observations of very rapid convergence and back-arc extension at the Tonga arc. *Nature* 374, 249–251.
- Buttles, J., Olson, P., 1998. A laboratory model of subduction zone anisotropy. *Earth Planet. Sci. Lett.* 164, 245–262.
- Camp, V.E., Griffis, R.J., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos* 15(3), 221-239.
- Conrad, C.P., Hager, B., 1999. Effects of plate bending and fault strength at subduction zones on plate dynamics. *J. Geophys. Res.* 104, 17,551–17,571.
- Conrad, C.P., Bilek, S., Lithgow-Bertelloni, C., 2004. Great earthquakes and slab-pull: Interaction between seismic coupling and plate-slab coupling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 218, 109–122.
- Davy, P., Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics* 188, 1-25.
- Dercourt, J.E.A., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geysant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics* 123, 241-315.
- Dogliani, C., Tonarini, S., Innocenti, F., 2009.



- Basins. The Geological Society of London Special Publications 312, 7–29.
- Ramberg, H., 1967. Model experimentation of the effect of gravity on tectonic processes. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 14, 307–329.
- Rezaei-Kahkhaei, M., Kananian, A., Esmacily, D., Asiabanha, A., 2010. Geochemistry of the Zargoli granite: Implications for development of the Siestan Suture Zone, southeastern Iran. *Island Arc* 19, 259–276.
- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Raziq, A., Fletcher, T., 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au potential: examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Economic Geology* 107, 295–332.
- Rossetti, F., Nasrabad, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M., Vaziri, H.M., 2010. Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran. *TerraNova* 22, 26–34.
- Saadat, S., 2010. Petrogenesis of Neogene basaltic volcanism associated with the Lut block, eastern Iran: implication for tectonic and metallogenic evolution. University of Colorado at Boulder, Ph. D. Thesis, 226 pp.
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L., Amini, S.A., 2010. Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Siestan Ocean. *Lithos* 117, 209–228.
- Schellart, W.P., Moresi, L., 2013. A new driving mechanism for backarc extension and backarc shortening through slab sinking induced toroidal and poloidal mantle flow: Results from dynamic subduction models with an overriding plate. *Journal of Geophysical Research* 118, 1–15. <https://doi.org/10.1029/2012JB019441>.
- Paläontologie- Abhandlungen 168.2-3, 417–467. [https://doi: 10. 1127/njgpa/168/1984/417](https://doi.org/10.1127/njgpa/168/1984/417).
- Kincaid, C., Griffiths, R.W., 2003. Laboratory models of the thermal evolution of the mantle during rollback subduction. *Nature* 425, 58–62.
- Kincaid, C., Griffiths, R.W., 2004. Variability in flow and temperatures within mantle subduction zones. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 5, Q06002. <http://dx.doi.org/10.1029/2003gc000666>.
- Kincaid, C., Olson, P., 1987. An experimental study of subduction and slab migration. *J. Geophys. Res.* 92 (13), 13832–13840.
- Lallemand, S., Heuret, A., Boutelier, D., 2005. On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6(9). pp.Q09006. [10.1029/2005GC000917](https://doi.org/10.1029/2005GC000917). hal-01261567
- Lenci, F., Doglioni, C., 2007. On some geometric prism asymmetries. In: Lacombe, O., Lavé, J., Roure, F., Verges, J. (Eds.), *Thrust Belts and Foreland Basins: From Fold Kinematics to Hydrocarbon Systems*. Frontiers in Earth Sciences Springer, 41–60.
- MacDougall, J.G., Kincaid, C., Szwaja, S., Fischer, K.M., 2014. The impact of slab dip variations, gaps and rollback on mantle wedge flow: insights from fluids experiments. *Geophys. J. Int.* 197, 705–730. <http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggu053>.
- Meyer, B., Le Dortz, K., 2007. Strike-slip kinematics in Central and Eastern Iran: Estimating fault slip-rates averaged over the Holocene. *Tectonics* 26, TC5009. [https://doi:10.1029/2006TC002073](https://doi.org/10.1029/2006TC002073).
- Muttoni, G., Mattei, M., Balini, M., Zanchi, A., Gaetani, M., Berra, F., 2009. The drift history of Iran from the Ordovician to the Triassic. In: Brunet, M.-F., et al. (Eds.), *South Caspian to Central Iran*



of Geophysical Research: Solid Earth 118(6), 3221-3248.

Tarkian, M., Lotfi, M., Baumann, A., 1983. Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in the central Lut, east Iran, Ministry of mines and metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran 51, 357-383.

Tatsumi, Y., Eggins, S., 1995. Subduction Zone Magmatism. Blackwell Science, Cambridge, UK. 211 pp.

Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J., Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. Geological Society of America Bulletin 94, 134-150.

Walker, R., Jackson, J., 2004. Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran. Tectonics 23, TC5010. <https://doi:10.1029/2003TC001529>.

Walker, R.T., Gans, P., Allen, M. B., Jackson, J., Khatib, M., Marsh, N., Zarrinkoub, M., 2009. Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran. Geophys. J. Int. 177, 783-805.

Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Biju-Duval, B., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. Tectonophysics 123, 241- 315.

Zarrinkoub, M.H., Pang, K.N., Chung, S.L., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Lee, H.Y., 2012. Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. Lithos 154, 392-405.