

Orogenic Evolution of Sistan, east of Central Iran

Mahmoodabadi, M.¹ 

1. Department of Seismotectonics, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran.

Corresponding Author E-mail: meysam.mahmoodabadi@iiees.ac.ir

(Received: 8 April 2024, Revised: 6 May 2024, Accepted: 11 Aug 2024, Published online: 5 Oct 2024)

Summary

This paper, benefitting from seismic studies, investigates the lithospheric and upper mantle dynamics of eastern Iran, shedding light on the tectonic evolution of the Sistan mountain ranges from the Cretaceous period to the present. Historically, due to fewer seismic studies focusing on this area, the mountain ranges were only examined from a geological perspective. Previous studies encompassing petrology, geochemistry, and tectonics have provided valuable insights into understanding the dynamic phenomena of this region (e.g., Pang et al., 2013; Jentzer et al., 2022). However, with the expansion and utilization of various seismographic networks, accessing more information about subsurface structures has become feasible, potentially illuminating new dimensions of the geodynamics in this area. Recent seismic studies reveal a warm mantle beneath the crust of this region, indicating relatively active dynamics (e.g., Mahmoodabadi et al., 2023). The presence of a thinner lithosphere compared to surrounding regions, accompanied by high-velocity anomalies observed in the asthenosphere of this area, may indicate lithospheric dripping and separation of lower lithospheric portions. This process has led to the upwelling of the asthenosphere and heating of the remaining lithosphere and crust of the region (Mahmoodabadi et al., 2024). Additionally, receiver function analysis reveals crustal structures inclined towards the west, suggesting the involvement of underthrusting beneath the mountainous region, a phenomenon associated with crustal thickening (Mahmoodabadi et al., 2023). Seismic evidence, along with other geological indicators, contribute to establishing a structural evolution model for this region. The current crustal and lithospheric structure, as well as the topography of the Eastern Iranian Ranges (Sistan), have been shaped by a series of hierarchical events starting from the opening of the Sistan Ocean during the Cretaceous period (e.g., Pang et al., 2013). In the present study, we explain how subsequent intra-oceanic subduction brings the Afghan continental block to the subduction zone, resulting in crustal layering and thickening. Continental subduction is influenced by the buoyancy of the system, eventually reaching a point where buoyant forces acting on the continental lithosphere prevent further downward movement. This positive buoyancy can uplift portions of the overlying oceanic crust, leading to the entrapment of oceanic crust within the continental lithosphere, setting the stage for the existence of ophiolites in the region. The closure of remaining oceanic domains possibly played a significant role in shaping observable geological structures today. Convergence forces, combined with pressure on the remaining oceanic lithosphere, forced it to subduct beneath the Lut Block, initiating another phase of orogenesis and contributing to the formation of ophiolitic belts along the mountain ranges. Following the closure of oceanic domains, further continental subduction likely played a significant role in shaping present observed geological structures. Subsequent convergence forces led to lithospheric thickening, triggering the detachment of weaker portions of the thickened lithosphere. Thinning of the lithosphere, facilitated by asthenospheric melting and ongoing tectonic processes further enabled ductile flow in the lower crust, supported by seismic evidence such as the presence of low shear wave velocities. In summary of the findings, this study presents a new model of the tectonic evolution of the Eastern Iranian Ranges, revealing a complex interplay of diverse geological processes. These processes span from intra-oceanic subduction to continental collision, encompassing crustal thickening and lithospheric delamination. Through seismic studies and analysis of geological evidence, this research provides crucial insights into understanding the structural evolution of this region. Moreover, it offers implications for broader tectonic processes within continental collision zones.

Keywords: Dynamics of Mantle and Lithosphere; Eastern Iranian Ranges; Seismic Structure; Sistan.

بررسی تکامل کوهزایی سیستان، شرق ایران مرکزی

میثم محمودآبادی^۱✉

۱. گروه لرزه زمین‌ساخت، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران.

رایانامه نویسنده مسئول: meysam.mahmoodabadi@iiees.ac.ir

(دریافت: ۱۴۰۳/۱/۲۰، بازنگری: ۱۴۰۳/۲/۱۷، پذیرش نهایی: ۱۴۰۳/۵/۲۱، انتشار آنلاین: ۱۴۰۳/۷/۱۴)

چکیده

در این مقاله، با توجه به مطالعات لرزه‌ای، دینامیک لیتوسفر و گوشته فوقانی شرق ایران بررسی می‌شود و به تکامل تکتونیکی رشته‌کوه‌های سیستان از کرتاسه تاکنون پرداخته می‌شود. در گذشته، با توجه به تمرکز کمتر مطالعات لرزه‌ای بر روی این منطقه، کوهزایی این منطقه تنها از دیدگاه مطالعات زمین‌شناسی مورد بررسی قرار گرفته بود. مطالعات گذشته در برگیرنده پژوهش‌های پترولوژی، ژئوشیمی و تکتونیکی این منطقه است و به‌منظور درک پدیده‌های دینامیکی آن اطلاعات ارزشمندی را ارائه می‌کند. اما اکنون، با گسترش و بهره‌برداری از شبکه‌های لرزه‌نگاری مختلف، امکان دست‌یابی به اطلاعات دقیق ساختارهای زیرسطحی فراهم شده است که می‌توانند ابعاد جدیدی از ژئودینامیک این منطقه را روشن سازند. مطالعات لرزه‌ای اخیر، گوشته‌ای گرم را در زیر پوسته این منطقه آشکار می‌سازند، که می‌تواند نشان‌دهنده دینامیک نسبتاً فعال آن باشد. وجود لیتوسفری نازک‌تر از مناطق اطراف همراه با ناهنجاری‌های پرسرعتی که در آستنسفر این منطقه مشاهده می‌شوند، می‌تواند لایه‌شدگی و جدایش بخش‌های پایینی لیتوسفر را نشان دهد. این فرایند سبب بالا آمدگی آستنسفر و گرم‌شدن باقی‌مانده لیتوسفر و پوسته منطقه شده است. علاوه بر این، تجزیه و تحلیل توابع گیرنده، آشکارکننده پوسته‌ای دارای ساختارهای لایه‌ای می‌باشد که با شیب به سمت غرب، احتمال مشارکت زیرراندگی ورقه اوراسیا به زیر بلوک لوت در کوهزایی منطقه را می‌دهند؛ پدیده‌ای که با ضخیم‌شدگی پوسته نیز همراه بوده است. در مجموع، شواهد لرزه‌ای به‌همراه سایر شواهد زمین‌شناسی دست‌یابی به یک مدل جدید تکامل ساختاری برای این منطقه را میسر می‌سازند، که در این مطالعه ارائه می‌شود.

واژه‌های کلیدی: دینامیک گوشته و لیتوسفر؛ رشته‌کوه‌های شرق ایران؛ ساختار لرزه‌ای؛ سیستان.

۱. مقدمه

همکاران، (۲۰۲۱).
در شرق فلات ایران (شکل ۱)، با بسته‌شدن اقیانوس سیستان، بلوک لوت که امروزه به ایران مرکزی پیوند خورده است، با بلوک افغان برخورد کرد و سبب ایجاد کوهزایی سیستان شد (شنگور و همکاران، ۱۹۸۸). اقیانوس سیستان که در اواسط کرتاسه شاخه‌ای از نتوتیس بود (تیرول و همکاران، ۱۹۸۳)، در کرتاسه پسین با برخورد بلوک‌های افغان و لوت بسته می‌شود (ساکانی و همکاران، ۲۰۱۰). البته چالش‌های بسیاری در مسأله تکامل ساختاری این منطقه وجود دارد و از این‌رو مدل‌های تکتونیکی متنوعی داده‌های ژئوشیمیایی و تکتونیکی این منطقه را توجیه می‌کنند (تیرول و همکاران، ۱۹۸۳؛ زرین‌کوب و همکاران، ۲۰۱۲؛ پانگ و همکاران، ۲۰۱۲، ۲۰۱۳؛ جنتزر و همکاران، ۲۰۱۷، ۲۰۲۰، ۲۰۲۲). عدم قطعیت‌های مربوط به

فلات ایران در برگیرنده کمربندهای کوهزایی برجسته‌ای از جمله زاگرس، البرز- کپه داغ و رشته‌کوه‌های سیستان است، که پس از اشتقاق قاره‌ای گندوانا و برافزایش خرد قاره‌های جداشده از آن به حاشیه جنوبی اوراسیا، به‌وجود آمده است (سعیدی و همکاران، ۱۹۹۷). این برافزایش همراه با بسته‌شدن قلمرو اقیانوس تتیس بوده که سبب برخورد قاره‌ای ورقه‌های تکتونیکی و در نتیجه کوهزایی‌های عظیمی شده است (اشتوکلین، ۱۹۶۸). شکل‌گیری و تکامل تکتونیکی این کوهزایی‌ها تحت‌تأثیر طیف گسترده‌ای از فعالیت‌های ژئودینامیکی در گوشته بالایی می‌باشد، که عمدتاً توسط نیروهای مداوم همگرایی بین ورقه‌های عربی و اوراسیا هدایت شده‌اند (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴؛ پریستلی و همکاران، ۲۰۱۲؛ محمودآبادی و همکاران، ۲۰۱۹، ۲۰۲۰؛ الف؛ کاویانی و

دگرشکلی و دگرگونی را متحمل شده‌اند. همچنین، بقایای لیتوسفر اقیانوسی سیستان و پوشش رسوبی پلاژیک آن که در مجموع شامل پریدوتیت، سرپانتینیت، گابرو، لکوگابرو، دولریت، بازالت و رادیولاریت می‌شود، در این ناحیه مشهود است (کمپ و گریفیس، ۱۹۸۲). برخی محققین، همچون بربریان و بربریان (۱۹۸۱)، بر این باورند که حوضه اقیانوسی سیستان یک حوضه پشت‌کمانی است که در اثر فرورانش در منطقه زاگرس ایجاد شده است. ریفت بین بلوک‌های لوت و افغان، احتمالاً همزمان با بازشدن اقیانوس‌های کوچک سبزواری و نائین-بافت، در کرتاسه پایینی اتفاق افتاده است (دلالموی و دزمونز، ۱۹۸۰؛ آگارد و همکاران، ۲۰۱۱). فرایند ریفت و بازشدن اقیانوس، سرانجام باعث به وجود آمدن اقیانوس سیستان مابین بلوک‌های لوت و افغان می‌شود، هرچند مشخص نیست که پهنا و جهت ریفت چگونه بوده است.

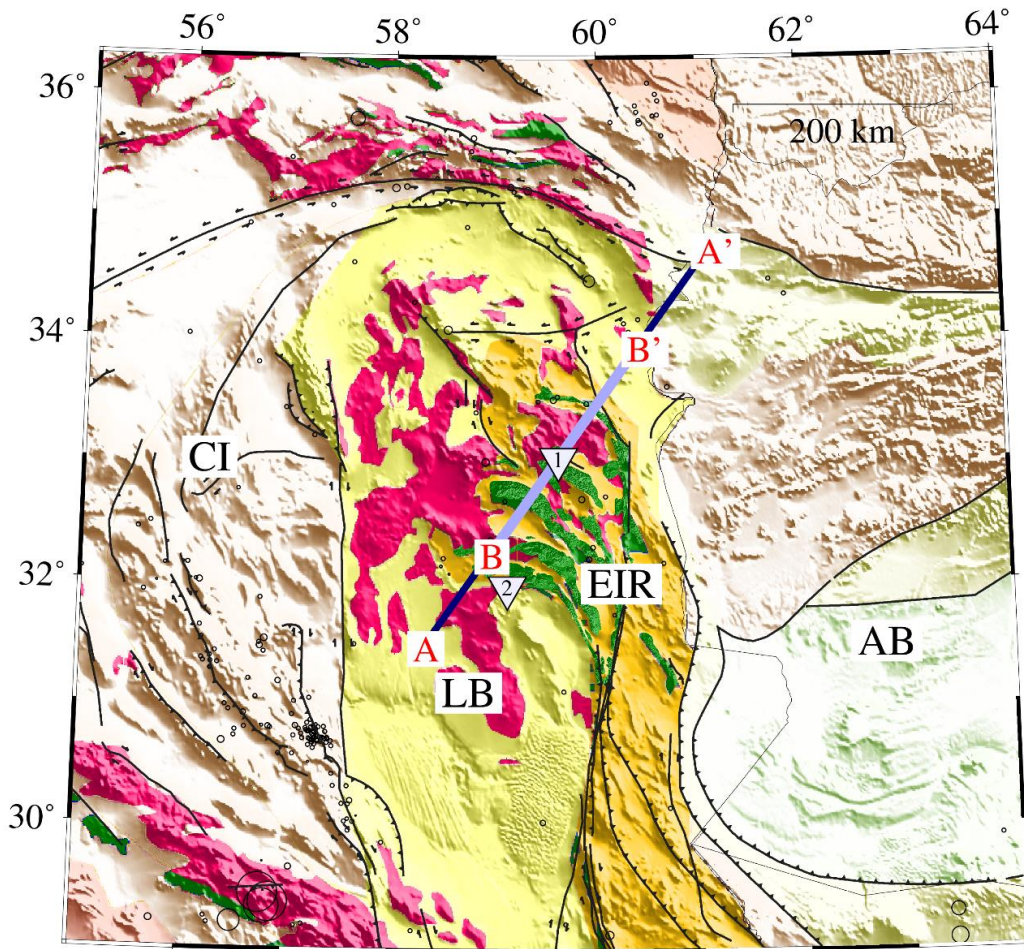
کمبرند سیستان را می‌توان به پنج واحد اصلی طبقه‌بندی کرد که توسط تیروول و همکاران (۱۹۸۳) پیشنهاد شده است. از نگاه این تقسیم‌بندی، در دو سوی جنوب غربی و شمال شرقی منطقه بلوک‌های لوت و افغان دیده می‌شوند که دربرگیرنده سنگ‌های دگرگونی رخساره‌های نئوپروتروزوییک تا پالئوزوئیک هستند. بر روی این شالوده، سنگ آهک‌های سری ژوراسیک و اوربیتولین‌های کرتاسه (بارمین تا آپتین) دیده می‌شوند. مجموعه سوم از نگاه این تقسیم‌بندی، مجموعه نه می‌باشد که در حاشیه شمال غربی بلوک لوت قرار دارد و دارای افیولیت‌های دگرگون‌شده با درجه دگرگونی ضعیف، ملانژهای افیولیتی، و سنگ‌های رسوبی سنونین است. مجموعه چهارم راتوک است، که دارای سن مشابه، اما با ترکیبات و رسوبات افیولیتی بسیار تغییر شکل یافته و دگرگون شده از نوع فشار بالا-دما پایین متمایز می‌شود. مجموعه پنجم نیز سفیدابه است که پوشاننده نه و راتوک بوده و متشکل از رسوبات توریدایتی و مَلاس با سن سنونین تا اتوسن می‌باشد.

زمان و مکانیسم بازشدن و گسترش اقیانوس سیستان، جهت فرورانش لیتوسفر اقیانوسی، وجود کمان اقیانوسی، و به‌ویژه زمان و علت بسته‌شدن اقیانوس سؤالاتی هستند که همواره محققان سعی در پاسخ به آنها در مورد تکامل ساختاری شرق ایران داشته‌اند (ساکانی و همکاران، ۲۰۱۰؛ پانگ و همکاران، ۲۰۱۳؛ محمدی و همکاران، ۲۰۱۶). به‌عنوان مثال، در مورد مکانیسم بسته‌شدن اقیانوس سیستان مدل‌های مختلفی از جمله فرورانش ورقه اقیانوسی به سمت غرب (زرین کوب و همکاران، ۲۰۱۲)، فرورانش به سمت شرق (تیروول و همکاران، ۱۹۸۳؛ جنتزر و همکاران، ۲۰۲۲)، فرورانش دو سویه (ارجمندزاده و همکاران، ۲۰۱۱) و فرورانش درون اقیانوسی (ساکانی و همکاران، ۲۰۱۰) را می‌توان ذکر کرد.

از آنجایی که با وجود مطالعات مختلف زمین‌شناسی، مدل یکتایی که تکامل تکتونیکی این منطقه را نشان دهد وجود ندارد، در این مقاله به بررسی مدل‌های ساختاری حاصل از مطالعات لرزه‌ای خواهیم پرداخت، تا به درک بهتری از تکامل تکتونیکی شرق ایران دست یابیم. در سال‌های گذشته، با افزایش داده‌های لرزه‌ای، زمینه مطالعه ساختار لرزه‌ای شرق ایران فراهم شده است و چندین مطالعه نیز بر روی این منطقه به انجام رسیده است. بررسی این مطالعات، در کنار مطالعات زمین‌شناسی صورت‌گرفته، می‌تواند ما را در دستیابی به درک صحیح‌تری از ژئودینامیک شرق ایران یاری کند. در نتیجه، یافته‌های این مقاله به توضیح بسته‌شدن حوضه اقیانوسی سیستان، سرنوشت اقیانوس فرورانده شده، و فرایندهای ژئودینامیکی شکل‌دهنده منطقه کمک می‌کنند.

۲. زمین‌شناسی حوضه سیستان

بر روی کمربند سیستان، ترکیب ساختاری پیچیده‌ای از راندگی‌های مختلف دیده می‌شود که میزبان سنگ‌هایی با منشأهای متفاوت است، و هر کدام درجات مختلفی از



شکل ۱. نقشه تکتونیکی منطقه مورد مطالعه در شرق ایران. بر روی نقشه بلوک افغان (AB)، ایران مرکزی (CI)، رشته‌کوه‌های سیستان در شرق ایران (EIR)، و بلوک لوت (LB) از هم مجزا شده‌اند. ساختار گوشته فوقانی در زیر پروفیل AA' در شکل ۲ و ساختار پوسته در زیر پروفیل BB' در شکل ۳ نشان داده شده است. مثلث‌های وارون ایستگاه‌های لرزه‌نگاری را نشان می‌دهند که ساختار زیر آنها در شکل ۴ به تصویر کشیده شده است. علاوه بر آن، مناطق قرمز رنگ نشان‌دهنده فعالیت‌های ماگمایی و مناطق سبز رنگ نشان‌دهنده آفیولیت‌های موجود در منطقه می‌باشند.

در پی بسته شدن نئوتتیس، انبوهی از سنگ‌های ماگمایی آلکالین و کالک‌آلکالین در سراسر فلات ایران، به ویژه منطقه سیستان، آشکار شده است (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱؛ وردل و همکاران، ۲۰۱۱؛ پانگ و همکاران، ۲۰۱۲، ۲۰۱۳). سنگ‌های این ماگماتیسم شامل بازالت، آندزیت، داسیت، ریولیت یا بعضاً گرانودیوریت هستند. این نوع ماگماتیسم با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی قبل از برخورد قاره‌ای مرتبط می‌باشد (گیل، ۲۰۱۲). علاوه بر این، آفیولیت‌های مزوزوئیک (زرین کوب و همکاران، ۲۰۱۲) به همراه سنگ‌های دگرگونی فشاربالا-دما پایین در کامپاین و سانتونین (بروکر و همکاران، ۲۰۱۳؛ انگیبوست و همکاران، ۲۰۱۳؛ بونت و همکاران، ۲۰۱۸) به همراه

سن سنجی‌های انجام شده، عمدتاً آفیولیت‌های منطقه را با کرتاسه پایینی مرتبط می‌سازد. به عنوان مثال، دللوی و دزمونز (۱۹۸۰) با روش سن سنجی پتاسیم-آرگون، قدمت گابروهای آفیولیتی منطقه را حدود ۱۲۴ میلیون سال (آپتین) تخمین می‌زنند، و زرین کوب و همکاران (۲۰۱۲)، با استفاده از روش اورانیوم-سرب، سن نمونه‌های زیرکن به دست آمده از لوکوگابروهای اقیانوسی را بین ۱۱۷ و ۱۱۳ میلیون سال (آلین) می‌دانند. سنگ‌های آهکی اوریتولین‌داری که بر روی آفیولیت‌ها نهشته شده‌اند، نشان می‌دهند که اقیانوس سیستان تا اواسط کرتاسه وسعت زیادی بین ایران مرکزی و بلوک افغان داشته است (اوزسوارت و همکاران، ۲۰۲۰).

تمتایز تحت تأثیر دگرشکلی قرار می‌گیرد (کمپ و گریفیس، ۱۹۸۲). به نظر می‌رسد قدیمی‌ترین دگرشکلی مشاهده شده در منطقه چین خوردگی‌های شرقی-غربی باشند که متعاقباً تحت چین خوردگی‌های با محور شمال-شمال غربی قرار گرفته‌اند و با گسل‌های راستالغز مزدوج بریده شده‌اند. در مرحله بعد، رسوبات ابتدای ائوسن به شدت دگرشکل شده‌اند، در حالی که رسوبات الیگوسن دستخوش تغییرات کمتری شده‌اند (تیرول و همکاران، ۱۹۸۳). این مراحل در ائوسن اتفاق افتاده‌اند، و در مرحله بعد که در پلیو-پلیستوسن به وقوع پیوسته است، چین خوردگی‌های با روند شمال-شمال شرقی رسوبات الیگوسن را تحت تأثیر قرار داده و سبب فعالیت گسل‌های شمالی-جنوبی راستگردی همچون گسل‌های غرب و شرق نه و گسل زاهدان شده است. این مراحل سبب درهم‌فرورفتگی با ایران مرکزی نیز می‌شود (تیرول و همکاران، ۱۹۸۳).

۳. مروری بر ساختار لرزه‌ای منطقه

مطالعات لرزه‌ای انجام شده، اطلاعات ارزشمندی را از تکامل ساختاری فلات ایران ارائه داده‌اند. به‌ویژه در منطقه شرق ایران، مطالعات توموگرافی لرزه‌ای گذشته و اخیر دانش ما را از دینامیک این کوهزایی افزایش داده‌اند. از جمله مطالعات لرزه‌ای منطقه‌ای که بر روی فلات ایران انجام شده و در مورد ساختار این منطقه نیز اطلاعات ارزشمندی را ارائه می‌دهند می‌توان به مگی و پرستلی (۲۰۰۵)، علینقی و همکاران (۲۰۰۷)، شادمنان و همکاران (۲۰۱۱)، پرستلی و همکاران (۲۰۱۲)، موقری و جوان دلونی (۲۰۲۰)، کاویانی و همکاران (۲۰۲۰)، موقری و همکاران (۲۰۲۱)، ایراندوست و همکاران (۲۰۲۲) و ضرونی‌زاده و همکاران (۲۰۲۴) اشاره کرد. ساختارهای کم‌سرعتی که در گوشته و لیتوسفر شرق ایران در این مطالعات دیده می‌شود، می‌تواند مؤید ژئودینامیک فعال این ناحیه باشد. مطالعات بررسی کاهندگی امواج لرزه‌ای در شرق ایران (معهود و همکاران، ۲۰۰۹؛ احمدزاده و همکاران، ۲۰۲۳) نیز این موضوع را تأیید می‌کند. علاوه‌بر

رسوبات فلیش نهشته شده تا مائستریشتین (تیرول و همکاران، ۱۹۸۳)، وجود یک منطقه فرورانش را در آن زمان نشان می‌دهند. همچنین، با توجه به نهشته‌های از نوع مُلاس بر روی فلیش‌ها، سن برخورد در ائوسن تخمین زده می‌شود. سپس ماگماتیسمی حجیم و وسیع پس از برخورد در زمان پالئوژن اتفاق می‌افتد و بخش‌هایی از بلوک لوت و منطقه سیستان را می‌پوشاند (کمپ و گریفیس، ۱۹۸۲). سن‌سنجی‌های انجام شده، با روش آرگون-آرگون، زمان دقیق‌تر این ماگماتیسم را از ۴۶ میلیون سال قبل (اواسط ائوسن) تا ۲۵ میلیون سال قبل (الیگوسن) تخمین می‌زنند؛ پانگ و همکاران (۲۰۱۳) این ماگماتیسم را به لایه‌شدگی لیتوسفر پس از برخورد قاره‌ای مربوط می‌دانند.

امروزه زمین‌درز سیستان، با وجود مؤلفه‌های مورفوتکتونیکي مختلف همچون جابجایی در آبراهه‌ها، و به خصوص با وجود لرزه‌خیزی، نشان از داشتن تکتونیکي فعال می‌دهد (بربریان و همکاران، ۲۰۰۰). داده مغناطیس‌دیرینه (بسه و همکاران، ۱۹۹۸؛ متی و همکاران، ۲۰۱۵) نشان می‌دهد در دوران ژوراسیک، بلوک‌های یزد، طبس و لوت تحت چرخشی پادساعت‌گرد، به اندازه حدود ۳۰ درجه قرار گرفته بودند. این موضوع می‌تواند نشان دهد که این بلوک‌ها، یک بلوک قاره‌ای واحد را در آن دوران شکل داده بودند (جنتزر و همکاران، ۲۰۱۷). همچنین، یک چرخش پادساعت‌گرد دیگر به میزان ۳۵ درجه در میوسن برای ایران مرکزی پیشنهاد شده است (متی و همکاران، ۲۰۱۵). این چرخش با گسلش پیش‌رونده شمالی-جنوبی راستگرد در میوسن پسین همراه بوده است، که پس از چرخش ۶۰ درجه‌ای پادساعت‌گرد جهت تنش افقی در منطقه رخ می‌دهد (جنتزر و همکاران، ۲۰۱۷). به‌علاوه، یک ماگماتیسم پس از برخوردی دیگر نیز در امتداد گسل‌های راستالغز منطقه در نئوژن اتفاق می‌افتد (کمپ و گریفیس، ۱۹۸۲؛ واکر و همکاران، ۲۰۰۹؛ پانگ و همکاران، ۲۰۱۲).

دگرشکلی‌های وسیعی توسط گسلش و چین‌خوردگی‌های متعدد در منطقه برخوردی صورت گرفته است. از جمله، می‌توان به حوضه سفیدابه اشاره کرد که در سه مرحله

این، مطالعات دیگری نیز به منظور بررسی ساختار این ناحیه با تراکم داده بیشتر و با قدرت تفکیک بالاتر انجام شده است، که در کنار پژوهش‌های دیگر، سبب روشن‌تر شدن ژئودینامیک این ناحیه می‌شوند. از جمله این مطالعات می‌توان به وو و همکاران (۲۰۲۱)، افشار و همکاران (۲۰۲۲)، محمودآبادی و همکاران (۲۰۲۰، ب، ۲۰۲۳)، (۲۰۲۴) اشاره کرد. این پژوهش‌ها سعی دارند تا با نگاهی دقیق‌تر به ساختار این ناحیه، دگرشکلی‌های پوسته و گوشته منطقه را آشکار سازند.

۳-۱. ساختار گوشته فوقانی

گوشته شرق ایران در اولین تصاویر لرزه‌ای برآورد شده از این منطقه به صورت پهنه‌ای وسیع و کم‌سرعت دیده می‌شود. هرچند مطالعات اولیه انجام شده بر روی این مناطق دارای قدرت تفکیک کافی به منظور بررسی دقیق فرایندهای ژئودینامیکی نبوده‌اند، با این وجود، به طور کلی سرعت‌های پایینی را در گوشته فوقانی نشان می‌دهند. به‌عنوان مثال، مطالعه مگی و پرستلی (۲۰۰۵) یک پهنه عظیم کم‌سرعت را در وسعت گسترده‌ای از فلات ایران نشان می‌دهند که تا اعماق حدود ۲۰۰ کیلومتر گسترده شده است. این سرعت‌های پایین‌تر نسبت به مناطق اطراف می‌تواند نشان از وجود فعالیت‌های ژئودینامیکی را بدهد که سبب تکتونیک فعال می‌باشد. سپس علینقی و همکاران (۲۰۰۷) نشان می‌دهند که ساختارهای کم‌سرعت تا اعماق منطقه گذار نیز ادامه دارند. در مطالعه ایشان، ساختارهای عظیم پرسرعت نیز در مجاورت این ساختارهای کم‌سرعت دیده می‌شوند که می‌توانند نشان از وجود اسلب‌های فرورانده شده باشند. شادمنامن و همکاران (۲۰۱۱) نشان می‌دهند که در اعماق حدود ۱۰۰ کیلومتری یک ناهنجاری وسیع کم‌سرعت با دامنه نزدیک به ۵ درصد در ایران مرکزی وجود دارد. این ناهنجاری کم‌سرعت تا زیر بلوک لوت نیز کشیده می‌شود. البته در مطالعه ایشان، وسعت ناهنجاری کم‌سرعت در عمق زیاد نیست و در اعماق بیش از ۲۰۰ کیلومتر دیده نمی‌شود. مطالعه پرستلی و همکاران (۲۰۱۲) نیز یک ناهنجاری کم‌سرعت را نشان می‌دهد که

در اعماق کمتر از ۱۵۰ کیلومتر محدود به شرق ایران و بلوک لوت است. ایشان در این مطالعه نشان می‌دهند که بر خلاف مناطقی همچون زاگرس، حرارت بسیار زیادی در زیر بلوک لوت در عمق ۱۲۵ کیلومتر وجود دارد. در حالی که دما در این عمق در زاگرس به حدود ۸۰۰ درجه سانتیگراد می‌رسد، در زیر بلوک لوت دما بیش از ۱۶۰۰ درجه سانتیگراد است. آنها در این مطالعه ضخامت لیتوسفر را در این منطقه حدود ۱۰۰ کیلومتر برآورد می‌کنند، در نتیجه این دما مربوط به آستوسفری گرم و فعال می‌باشد در حالی که در زاگرس دمای کمتر مربوط به لیتوسفری پایدار و ضخیم است. علاوه بر این، نتیجه می‌گیرند که لیتوسفر ضخیم زاگرس سبب تغییر در جریان‌های آستوسفری شده است، که شرق ایران نیز بی‌تأثیر از این جریان‌ها نمی‌باشد. تغییرات ضخامت ناحیه گذار گوشته که در اثر تغییرات عمقی ناپیوستگی‌های "۴۱۰ کیلومتر" و "۶۶۰ کیلومتر" به وجود می‌آید، شواهدی در مورد ساختار حرارتی گوشته بالایی به ما خواهد داد (هلفریش و وو، ۲۰۰۱). مطالعه کاویانی و همکاران (۲۰۱۸) نشان می‌دهد که در شرق ایران، ضخامت ناحیه گذار گوشته نسبتاً نازک است و ناپیوستگی "۴۱۰ کیلومتر" عمیق‌تر از نواحی اطراف است. افزایش دما در کف گوشته بالایی باعث می‌شود که تبدیل فاز کانی‌ها در عمق بیشتری رخ دهد و ناپیوستگی "۴۱۰ کیلومتر" را عمیق‌تر کند (کاتسورا و همکاران، ۲۰۰۴). در نتیجه، عمیق‌شدن این ناپیوستگی حاکی از دمای بالا در گوشته بالایی است. بنابراین، احتمالاً متلاطم‌بودن جریان‌های آستوسفری در این عمق نقش مهمی را در ژئودینامیک فعال منطقه ایفا می‌کند.

در اعماق کم گوشته فوقانی نیز، مطالعات انجام شده عمدتاً ساختارهایی مشابه هم را نشان می‌دهند. مطالعاتی همچون موقری و جوان دلوثی (۲۰۲۰)، کاویانی و همکاران (۲۰۲۰) و ایراندوست و همکاران (۲۰۲۲) وجود یک لیتوسفر نازک به‌همراه سرعت‌های پایین را در زیر بلوک لوت به نمایش می‌گذارند و نشان می‌دهند که فعال‌بودن فرایندهای گوشته فوقانی سبب نازک‌شدن لیتوسفر در این منطقه شده است. وجود ناهنجاری با سرعت کمتر از ۴ کیلومتر بر ثانیه در

سیستم‌های گسلی امتداد لغز این منطقه، احتمالاً به‌عنوان یک مرز اصلی بین صفحه‌ای عمل می‌کنند که قادر به تولید ناهمسانگردی قابل توجهی هستند. مطالعه ناهمسانگردی شعاعی موقری و همکاران (۲۰۲۱) نشان می‌دهد که پوسته بالایی دارای ناهمسانگردی شعاعی عمدتاً منفی است، در حالی که پوسته میانی و پایینی دارای ناهمسانگردی شعاعی مثبت می‌باشد. ایشان ناهمسانگردی در پوسته بالایی را در رابطه با وجود شکاف‌های بخطر شده عمودی می‌دانند، و ناهمسانگردی در پوسته میانی و پایینی را ناشی از جهت‌گیری شبکه بلورهای سیلیکاتی در نظر می‌گیرند. همچنین محمودآبادی و همکاران (۲۰۲۰) نیز ناهمسانگردی در پوسته بالایی را عمدتاً در جهت گسل‌های منطقه مشاهده می‌کنند و آن را مرتبط با وجود درز و ترک‌های پوسته‌ای می‌دانند. کاویانی و همکاران (۲۰۲۰) و ایراندوست و همکاران (۲۰۲۲) نشان می‌دهند که ضخامت پوسته از سمت بلوک لوت به زیر رشته کوه‌های سیستان از حدود ۴۰ کیلومتر به ۵۰ کیلومتر افزایش می‌یابد که نشان‌دهنده فعالیت‌های تکنونیک کوهزایی در این منطقه می‌باشد.

مشاهدات محمودآبادی و همکاران (۲۰۲۳) نشان‌دهنده وجود چندین مرز سرعتی در ساختار پوسته این منطقه است که به سمت غرب شیب دارند. ایشان با استفاده از مهاجرت به عمق توابع گیرنده و وارون‌سازی همزمان با منحنی‌های پاشش امواج سطحی به وجود این ساختار لایه‌ای در شرق ایران پی می‌برند. همچنین نشان می‌دهند که ضخامت پوسته از سمت بلوک لوت به زیر کوهستان‌های سیستان از ۴۰ کیلومتر تا بیش از ۵۰ کیلومتر تغییر می‌کند و بیشترین مقدار آن را ۵۴ کیلومتر در زیر قسمت شرقی این رشته کوه‌ها به دست می‌آورند. همچنین این مطالعه نشان می‌دهد که سرعت موج برشی در موهو در زیر کوهستان حدود ۳/۹ کیلومتر بر ثانیه است که این میزان ۰/۶ کیلومتر بر ثانیه کمتر از سرعت در موهو در زیر بلوک لوت است (شکل ۳). افشار و همکاران (۲۰۲۲) نیز بیشترین ضخامت پوسته را حدود ۵۰ کیلومتر در زیر لبه شرقی رشته کوه‌ها مشاهده می‌کنند و پیشنهاد می‌کنند که گسلش امتدادلغز عامل اصلی

اعماق بیشتر از ۶۰ کیلومتر می‌تواند مؤید این موضوع باشد. وجود یک لیتوسفر نازک در این منطقه، به‌ویژه در زیر بلوک لوت، در مطالعه وو و همکاران (۲۰۲۱) نیز دیده می‌شود. ایشان، با استفاده از مهاجرت به عمق توابع گیرنده امواج برشی، به وجود یک منطقه کم‌سرعت در زیر لیتوسفر منطقه پی می‌برند و نشان می‌دهند که بخش‌های پایینی لیتوسفر متاسوماتیزه شده و ذوب شده است. مطالعه دیگری که اخیراً در این منطقه صورت گرفته، مطالعه ضررونی‌زاده و همکاران (۲۰۲۴) است که در تأیید مطالعات قبل ناهنجاری‌های کم‌سرعتی را در زیر بلوک لوت نشان می‌دهد. همچنین محمودآبادی و همکاران (۲۰۲۴) نیز اخیراً با استفاده از توموگرافی دورلرز ساختار گوشته فوقانی این منطقه را مورد مطالعه قرار داده‌اند (شکل ۲). ایشان در این مطالعه یک مدل سه‌بعدی را برای گوشته شرق ایران ارائه داده و نشان می‌دهند که همراه با جداسدن بخش‌های پایینی لیتوسفر و نفوذ آن به اعماق بیشتر، بالاآمدگی آستوسفر سبب ناپایداری ترمودینامیکی، ذوب بخشی و ایجاد ماگماتیسم در این منطقه شده است.

۳-۲. ساختار پوسته

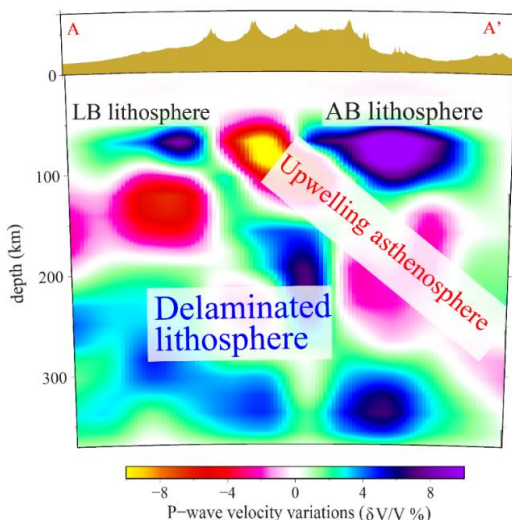
این منطقه دربرگیرنده گسل‌های امتدادلغز طولی است که همگرایی بین بلوک‌های لوت و افغان را در خود جای داده‌اند. بر اساس اندازه‌گیری‌های GPS، برش جانبی بین ایران مرکزی و افغانستان ۱۶ میلی‌متر در سال می‌باشد (میر و لدورتز، ۲۰۰۷) که گسل‌های شرق و غرب لوت به ترتیب با ۴.۴ میلی‌متر و ۵.۶ میلی‌متر در سال بیشترین لغزش را دارا هستند (والپرسدورف و همکاران، ۲۰۱۴). مطالعه کاویانی و همکاران (۲۰۲۱) نشان می‌دهد در این منطقه جهت‌های ناهمسانگردی و جهت حداکثر برش با نرخ کرنش نسبتاً بالایی که دارد هماهنگی قابل توجهی دارند. جهت‌های سریع ناهمسانگردی عمدتاً یک روند شمالی-جنوبی را نشان می‌دهند که به موازات سیستم‌های گسلی امتدادلغز است. این گسل‌ها جبران‌کننده اصلی همگرایی در این منطقه هستند که حرکت نسبی بین بلوک‌های لوت و افغان را در خود جای داده‌اند. این موضوع می‌تواند نشان دهد که

جبران همگرایی در این منطقه است.

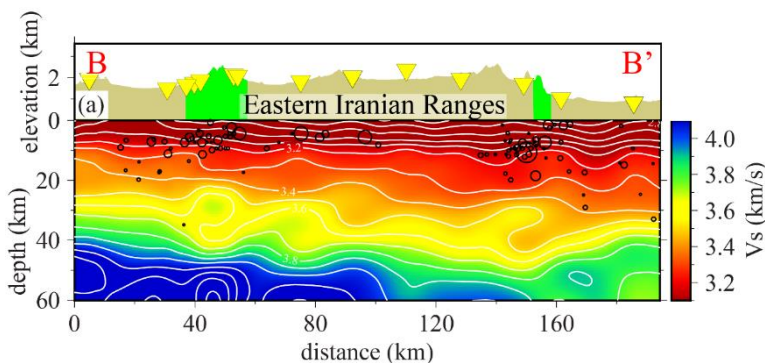
با فرایندهای گوشته‌ای همچون فرورانش بین بلوک‌های لوت و افغان درگیر بوده است (ساکانی و همکاران، ۲۰۱۰). با توجه به این که مطالعات اخیر به خوبی ساختار این منطقه را در مقیاس‌های متفاوت بررسی کرده‌اند، ارزیابی جامع آنها می‌تواند درک صحیحی از تکتونیک فعال این منطقه را برای ما روشن سازد. به خصوص، مطالعات اخیر انجام شده توسط پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (افشار و همکاران، ۲۰۲۲؛ محمودآبادی و همکاران، ۲۰۲۰، ۲۰۲۳، ۲۰۲۴) که با استفاده از یک شبکه لرزه‌نگاری محلی ساختار منطقه را با قدرت تفکیک بالاتری مطالعه کرده‌اند، در روند آشکار کردن فعالیت‌های تکتونیک این ناحیه نقش بسزایی را ایفا می‌کنند.

۴. دینامیک کوهزایی سیستان

با توجه به بحث‌هایی که در مورد ساختار کوهزایی سیستان از مطالعات دیگر صورت گرفت، این مقاله سعی در روشن کردن فرایندهای دینامیکی مسبب شکل‌گیری این ساختار را دارد. همان‌طور که می‌دانیم، شرق ایران دارای تاریخچه تکتونیک طولانی است که رویدادهایی همچون برافزایش، فرورانش و برخورد قاره‌ای در آن رخ داده و پیچیدگی‌های ناشی از آن در ساختار گوشته بالایی و پوسته منعکس شده است. وجود افیولیت‌ها و رسوبات عمیق دریایی نشان از خاص بودن این مرز قاره‌ای دارد که زمانی



شکل ۲. ساختار گوشته فوقانی در زیر پروفیل AA' مطابق شکل ۱ برگرفته از محمودآبادی و همکاران، (۲۰۲۴). همان‌طور که در شکل مشخص است، در سمت راست ناهنجاری پرسرعت کم عمق، نشان‌دهنده لیتوسفر بلوک افغان (AB)، و در سمت چپ، نشان‌دهنده لیتوسفر بلوک لوت (LB) می‌باشد. ناهنجاری‌های کم‌سرعت مشخص شده در شکل بیانگر صعود آستنسفر گرم به بخش‌های بالاتر هستند. همچنین ناهنجاری‌های پرسرعت عمیق، می‌توانند بیانگر لایه‌شدگی لیتوسفر و قطعات جداشده از آن باشند.



شکل ۳. ساختار پوسته منطقه حاصل از وارون‌سازی همزمان توابع گیرنده و امواج ریلی (محمودآبادی و همکاران، ۲۰۲۳)، در زیر پروفیل BB' (شکل ۱). با توجه به این شکل، در قسمت شمال شرقی منطقه، ضخامت پوسته بیشتر می‌باشد و پوسته پایینی سرعت‌های کمتری را نشان می‌دهد. دایره‌ها نشانگر لرزه‌خیزی منطقه می‌باشند (برگرفته از کاتالوگ مرکز لرزه‌نگاری کشوری، دانشگاه تهران).

کوهزایی در شرق ایران سبب ایجاد ساختار پوسته‌ای پیچیده‌ای شده است که تحت یک رژیم ترفشارشی قرار دارد (رشیدی و همکاران، ۲۰۲۲). اعتقاد بر این است که سیستم‌های گسلی امتدادلغز، که به‌عنوان مرزهای تکتونیکی نیز عمل می‌کنند، بلوک‌های شرق ایران را از هم جدا می‌کنند و حرکت نسبی بین بلوک‌های لوت و افغان را در خود جای می‌دهند (والپرسدورف و همکاران، ۲۰۱۴). این حرکت نسبی می‌تواند همراه با فعالیت‌های تکتونیکی عمیق مقاومت مکانیکی لیتوسفر را به شدت کاهش داده باشد.

با توجه به دانش گردآمده، در ادامه در مورد فرایندهای اصلی گوشته بالایی و پوسته‌ای که در تصاویر لرزه‌ای مشاهده شده‌اند و سهم آنها در تکامل زمین‌ساختی منطقه بحث خواهد شد. همچنین، با بهره‌گیری از مدل‌های ساختاری به‌دست آمده در مطالعات قبل، مدل تکامل تکتونیکی منطقه ارائه خواهد شد و در پرتو این یافته‌ها، علل ساختارهای تکتونیکی به وجود آمده در شرق ایران بررسی می‌شود.

۴-۱. لایه‌شدگی لیتوسفر

فرایندهای کوهزایی معمولاً سبب ضخیم‌شدگی لیتوسفر قاره‌ای می‌شوند (باک و توکسوس، ۱۹۸۳) و ممکن است به‌طور همزمان یا متعاقب، به‌ویژه در محیط‌های برخورد، لایه‌شدگی لیتوسفر را القاء کنند (یوندا و همکاران، ۲۰۱۲).

لایه‌شدگی لیتوسفر که اغلب در حضور نیروهای برشی قوی رخ می‌دهد، سبب بالآمدن آستوسفر جهت‌پر کردن فضای خالی به‌وجود آمده توسط لیتوسفر لایه‌شده می‌شود (کی و کی، ۱۹۹۳). در مدل محمودآبادی و همکاران (۲۰۲۴)، ناهنجاری کم‌سرعتی که در اعماق کم گوشته مشاهده می‌شود، می‌تواند نشانگر آستوسفر بالا آمده حاصل از لایه‌شدگی لیتوسفر باشد (شکل ۲).

فرایند لایه‌شدگی لیتوسفر در درجه اول از شناوری منفی بخش پایینی لیتوسفر قاره‌ای نسبت به آستوسفر پرحرارت ناشی می‌شود. مدل‌های ژئودینامیکی به‌طور مفصل این پدیده پیچیده را مورد مطالعه قرار داده‌اند (میسر و مونی، ۱۹۹۸). شروع لایه‌شدگی می‌تواند با ایجاد ضعف در یک

مدل توموگرافی (شکل ۲) ارائه شده توسط محمودآبادی و همکاران (۲۰۲۴) می‌تواند به‌منظور آشکارکردن ساختارهای کوچک مقیاسی که در مطالعات دیگر در امتداد این مرز قاره‌ای مورد توجه قرار نگرفته‌اند، استفاده شود. در این مدل، با ترکیبی از ناهنجاری‌های متمایز برخورد می‌کنیم. ناهنجاری‌های مثبتی که دامنه قابل توجهی نیز دارند در مناطق شمال شرقی و جنوب غربی منطقه دیده می‌شود. محمودآبادی و همکاران (۲۰۲۴) از این ناهنجاری‌ها به‌عنوان لیتوسفرهای قاره‌ای متعلق به بلوک‌های افغان و لوت یاد می‌کنند. همچنین ایشان در زیر کوهستان‌های سیستان، ناهنجاری کم‌سرعت و کم‌عمقی را در گوشته مشاهده می‌کنند که با ناهنجاری‌های کم‌سرعت دیگر که در اعماق بیشتر وجود دارند در ارتباط می‌باشد. ناهنجاری‌های کم‌سرعتی که بین دو بلوک لیتوسفری لوت و افغان و در زیر آنها دیده می‌شوند ممکن است بیان‌کننده جریان‌های آستوسفری در زیر این منطقه باشند که رابطه تنگاتنگی با فعالیت‌های تکتونیکی منطقه دارند. یک پدیده قابل توجه دیگر که در این مدل سرعتی دیده می‌شود، وجود ناهنجاری‌های پرسرعتی است که در اعماق زیاد در گوشته فوقانی قابل مشاهده است. ایشان از این ناهنجاری‌های مثبت به‌عنوان بخش‌های جداشده لیتوسفر قاره‌ای یاد می‌کنند که در فرایندهای لایه‌شدگی لیتوسفر از آن جدا و فرورانده شده‌اند.

از سویی دیگر، مطالعه محمودآبادی و همکاران (۲۰۲۳) نشان می‌دهد که ساختار پوسته منطقه پیچیدگی‌های زیادی دارد که حاصل یک تاریخچه طولانی از تکامل تکتونیکی این منطقه است. به‌ویژه در منطقه شمالی رشته‌کوه‌های سیستان، پهنای رشته‌کوه گسترده‌تر می‌شود و چندین توالی افیولیتی کرتاسه دیده می‌شود (جنترز و همکاران، ۲۰۲۰). داده‌های زمین‌شناسی نشان می‌دهد که کوه‌ها از افیولیت‌ها و رسوبات عمیق دریایی تشکیل شده‌اند (تیرو و همکاران، ۱۹۸۳)، و وجود فعالیت‌های آتشفشانی پس از برخورد قاره‌ای نشان‌دهنده ذوب بخشی آستوسفر بالارونده می‌باشد (پانگ و همکاران، ۲۰۱۲، ۲۰۱۳)، که نشان‌دهنده لایه‌شدگی لیتوسفر است.

لایه لیتوسفری آغاز شود. این لایه ضعیف می‌تواند تحت اثر فرایندهای همرفتی (مورنسی و موین، ۲۰۰۴) یا اکلوژیت‌شدن (کریستوپوویکز و کوری، ۲۰۱۳) به وجود آید.

وجود گرانودیوریت‌های آداکیتی، که اعتقاد بر این است که از ذوب بخشی پوسته ضخیم‌تر پایینی ناشی می‌شوند (چونگ و همکاران، ۲۰۰۳)، بسته‌شدن اقیانوس سیستان در کرتاسه پسین را پیشنهاد می‌دهد. پس از آن، برخورد بین بلوک‌های لوت و افغان به کوهزایی و ضخیم‌شدن لیتوسفر کمک کرده است (زرین‌کوب و همکاران، ۲۰۱۲). همزمان با این فرایند یا پس از آن، احتمالاً کرنش برشی گسترده (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴) در عمق تقریباً ۸۰ کیلومتر، که متناظر با عمق لیتوسفر است (وو و همکاران، ۲۰۲۱؛ محمودآبادی و همکاران، ۲۰۲۳)، سبب ایجاد ضعف در لیتوسفر ضخیم منطقه شده است. همزمان با این فرایند، بخش پایینی و چگال لیتوسفر ممکن است از قسمت بالایی جدا و فرورانده شده باشد (کریستوپوویکز و کوری، ۲۰۱۳). جریان‌های آستوسفری حتی می‌توانند نقاط مختلفی از لیتوسفر چگال و ضخیم‌شده را تحت‌تأثیر قرار داده و سبب ریزش بخش‌های تحتانی آن شوند.

همان‌طور که گفته شد، نیروهای برشی می‌توانند با ایجاد یک ناحیه ضعیف در لیتوسفر، فرایند لایه‌شدگی را تسهیل کنند. نیروهای برشی شمالی-جنوبی قابل توجهی به منطقه شرق ایران اعمال می‌شود که در کوهزایی نیز نقش دارند و بخشی از عوامل متعدد پیچیدگی‌های ساختاری در این منطقه هستند. این نیروها سبب اختلاف کرنش موجود بین بلوک‌های منطقه شده‌اند (جکسون و مک‌کنزی، ۱۹۸۴؛ ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴)، که عمدتاً توسط سیستم‌های گسلی امتداد لغز از یکدیگر جدا می‌شوند. همان‌طور که اشاره شد، اشتقاق امواج برشی (کاوایانی و همکاران، ۲۰۲۱) نشان می‌دهد که این سیستم‌های گسلی به‌عنوان مرزهای ساختاری عمل می‌کنند و حرکت نسبی بین بلوک‌های لوت و افغان را تطبیق می‌دهند (والپرسدورف و همکاران، ۲۰۱۴). بنابراین، با توجه به محرزبودن فعالیت‌های برشی، ممکن است نقش مهمی در فرایند

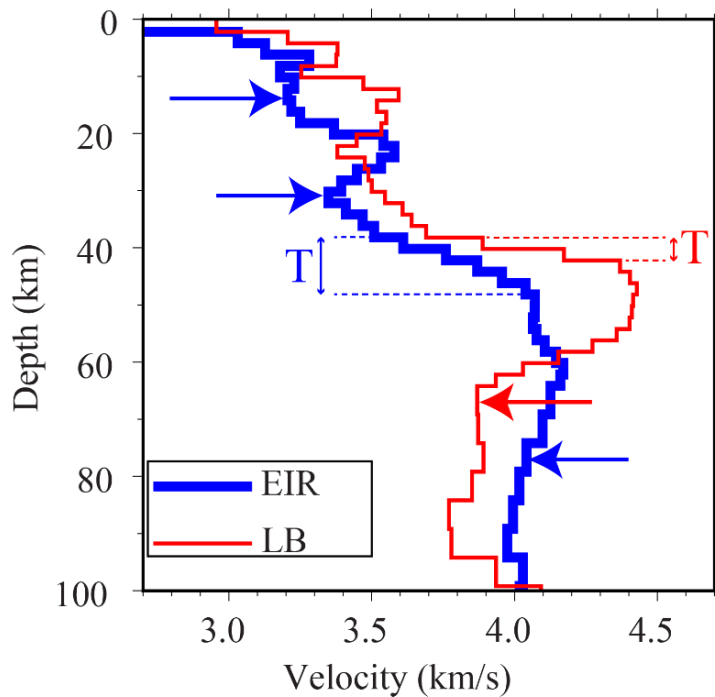
لایه‌شدگی ایفا کرده باشند.

لایه‌شدگی لیتوسفر ممکن است به صورت جداشدن کامل لیتوسفر گوشته‌ای از پوسته باشد، یا ممکن است بخش‌هایی از لیتوسفر ضخیم شده جدا شوند و به درون آستوسفر فرو روند. به جداشدن کامل لیتوسفر پایینی از پوسته و حرکت عقبگرد آن در برخی مطالعات، همچون گوگوس و یوندا (۲۰۱۸)، اشاره شده است. اما شکل (۲) با نشان دادن ساختاری متفاوت نشان می‌دهد که بخش‌هایی به صورت تکه‌ای از پایین لیتوسفر جدا شده است. در این مدل، هر چند جریان‌های آستوسفری در برخی نقاط به زیر پوسته رسیده‌اند، اما جداشدگی یکپارچه لیتوسفر گوشته‌ای صورت نگرفته است. از سویی دیگر، ناهنجاری‌هایی با سرعت بالا در مقیاس کوچک، با ابعاد چند ده تا چند صد کیلومتر، در بخش‌های عمیق مدل پراکنده شده‌اند. این ناهنجاری‌ها می‌توانند توضیحی بر جداشدگی بخش پایینی لیتوسفر به صورت چکانش یا تکه‌ای باشند. در این فرایند لیتوسفر گوشته‌ای کاملاً جدا نمی‌شود، بلکه در عوض، فرایند نازک‌شدن لیتوسفر تسهیل می‌شود. نازک‌شدن لیتوسفر از طریق چکانش، توسط فرایندهای همرفتی کوچک مقیاس انجام می‌شود. شایان ذکر است که این مکانیسم در تحقیقات گذشته مورد بررسی قرار گرفته است (ون ویجک و همکاران، ۲۰۰۸؛ گوگوس و همکاران، ۲۰۱۷؛ شلیفارت و همکاران، ۲۰۱۸؛ راباپرول و همکاران، ۲۰۱۹؛ کونودیس و همکاران، ۲۰۲۰).

یافته‌های لرزه‌ای نشان می‌دهند که لیتوسفر در اکثر نقاط منطقه کمتر از ۸۰ کیلومتر ضخامت دارد. اما در جنوب غرب رشته‌کوه‌ها، در زیر بلوک لوت، تفاوت‌هایی در ساختار لیتوسفر دیده می‌شود که منعکس‌کننده اثرگذاری متمایز فرایندهای تکتونیکی در این منطقه است. در شکل (۴) ساختار لرزه‌ای در زیر دو ایستگاه لرزه‌نگاری واقع بر روی رشته‌کوه‌های سیستان و بلوک لوت با یکدیگر مقایسه شده است. ساختار زیر این دو ایستگاه نشان می‌دهد که سرعت امواج لرزه‌ای در اعماق بیش از ۶۰ کیلومتری در هر دو ناحیه، به مقدار قابل توجهی از میانگین سرعت‌های جهانی پایین‌تر است. البته در زیر ایستگاه واقع بر روی

نازک باشد. مدل توموگرافی به دست آمده توسط محمودآبادی و همکاران (۲۰۲۴) نشان می‌دهد جداشدگی لیتوسفر از این عمق و بالا آمدگی آستوسفر تا عمق کم در پهنه‌ای به وسعت حدود ۱۰۰ کیلومتر صورت گرفته و در کل منطقه اتفاق نیفتاده است. با توجه به مقادیر مشاهده شده سرعت موج برشی، می‌توان دریافت که استحکام لیتوسفر باقی‌مانده به تدریج از بلوک لوت به سمت جبهه کوهستان کاهش می‌یابد، بلکه حتی کاهش سرعت به این اندازه در این فاصله اندک می‌تواند بیانگر جداشدن لیتوسفر و بالا آمدن آستوسفر به زیر پوسته یا لیتوسفر نازک مناطق کوهستانی باشد.

بلوک لوت، سرعت حدود ۰.۲ کیلومتر بر ثانیه کمتر است. نکته قابل توجه این است که سرعت امواج لرزه‌ای در ایستگاه اول در زیر مناطق کوهستانی، در اعماق بیش از ۵۰ کیلومتر تغییرات چندانی را نشان نمی‌دهد و عمدتاً پایین است، اما در زیر ایستگاه مربوط به بلوک لوت، لایه پرسرعتی در اعماق حدود ۴۰ تا ۶۰ کیلومتر مشاهده می‌شود. این لایه باقی‌مانده لیتوسفر پرسرعت این منطقه است که در لبه منطقه برخوردی قرار دارد، و در اثر فرایندهای لایه‌شدگی نازک شده است. در مقابل در زیر ایستگاه اول، چنین لایه‌ای وجود ندارد، که می‌تواند نشان‌دهنده بالا آمدن آستوسفر تا زیر پوسته یا لیتوسفری



شکل ۴. ساختار سرعتی موج برشی در زیر دو ایستگاه لرزه‌نگاری مطابق نقشه شکل ۱. خط ضخیم آبی رنگ بیانگر ساختار سرعتی در زیر ایستگاه ۱ است که در قسمت میانی رشته‌کوه‌های سیستان در شرق ایران (EIR) قرار دارد. خط باریک قرمز رنگ نشان‌دهنده ساختار سرعتی ایستگاه ۲ است که بر روی بلوک لوت (LB) قرار دارد. همان‌طور که در این شکل دیده می‌شود، وجه اشتراک ساختار زیر هر دو ایستگاه، وجود سرعت‌های پایین در اعماق بیش از ۶۰ کیلومتر است که از میانگین سرعت‌های جهانی به شدت کمتر می‌باشد. البته ساختار سرعتی در زیر ایستگاه ۱ از اعماق حدود ۵۰ کیلومتری افزایش قابل توجهی را نشان نمی‌دهد، و وجود یک ناپیوستگی کم‌سرعت در زیر ایستگاه ۱، و بالعکس ناپیوستگی پرسرعت در زیر ایستگاه ۲ از نکات قابل توجه این مقایسه است. منطقه انتقال که با T مشخص شده است و در آن ساختار پوسته به ساختار گوشته متصل می‌شود در زیر ایستگاه ۱ وسیع‌تر بوده و یک مرز ساختاری تدریجی در آن مشاهده می‌شود. در ساختار پوسته نیز، سرعت‌های کمتری در زیر ایستگاه ۱، نسبت به ایستگاه ۲ مشاهده می‌شوند، و در دو ناحیه از ساختار سرعت‌های کمی وجود دارد که احتمالاً مسبب دگرشکلی‌های منطقه هستند و تسهیل‌کننده حرکت لایه پرسرعت میانی در جریان زیراندگی بلوک افغان به زیر بلوک لوت باشند.

۴-۱-۱. پیامدهای ماگمایی لایه‌شدگی لیتوسفر

همان‌طور که اشاره شد، جداشدن لیتوسفر چگال سبب صعود آستوسفر می‌شود. بالا آمدگی آستوسفر اغلب منجر به افزایش فعالیت ماگمایی می‌شود. آستوسفری که تحت فشار هیدرواستاتیکی بالایی است، به اعماق کمتر صعود کرده و از فشار روی آن کاسته می‌شود. برداشته شدن فشار سبب ایجاد شرایط ترمودینامیکی جدیدی شده که می‌تواند منجر به ذوب بخشی آن و فعالیت ماگمایی در بالای لیتوسفر نازک شده شود (کی و کی، ۱۹۹۳).

تاریخچه زمین‌شناسی رشته‌کوه‌های سیستان و بلوک لوت نشان می‌دهد که این منطقه تحت تأثیر فرایندهای ماگمایی زیادی از ژوراسیک تا کواترنر بوده است. به‌عنوان مثال، داده‌های زمین‌شناسی و ژئوشیمیایی (پانگ و همکاران، ۲۰۱۲؛ ۲۰۱۳) نشان می‌دهند که یک دوره ماگماتیسم وسیع پس از برخورد قاره‌ای از ائوسن میانی تا الیگوسن پسین ادامه داشته است. این مرحله از فعالیت ماگمایی بین ناحیه شمالی زمین‌درز سیستان تا گسل امتداد لغز شمالی-جنوبی نایبند گسترده بوده است (واکر و همکاران، ۲۰۰۹). این ماگماتیسم منطقه‌ای به وسعت ۳۰۰ کیلومتر × ۴۰۰ کیلومتر را پوشش می‌دهد، و دربرگیرنده طیف وسیعی از سنگ‌های ماگمایی، از جمله کالک آلکالن، کالک آلکالن با پتاسیم بالا و سنگ‌های شوشونیتی است (پانگ و همکاران، ۲۰۱۳).

برخلاف ماگماتیسم پالئوژن، دوره میوسن تا کواترنر شاهد وقوع فرایندهای آتشفشانی آلکالی بازالتی پراکنده‌ای بوده، که ناشی از ذوب بخشی آستوسفر است (پانگ و همکاران، ۲۰۱۲). این مرحله از فرایندهای آتشفشانی از نظر حجم کمتر، اما همچنان توزیع جغرافیایی آن قابل توجه بوده است. این فرایند ناشی از وجود گوشته‌ای با ویسکوزیته پایین بوده که عمدتاً در امتداد حاشیه بلوک لوت به وقوع پیوسته است (خیرخواه و همکاران، ۲۰۱۵). وجود این گوشته با ویسکوزیته پایین می‌تواند در ذوب بخشی ناشی از کاسته شدن فشار هیدرواستاتیکی و رویدادهای لایه‌شدگی لیتوسفر مؤثر بوده باشد (کیسلایمی و

همکاران، ۲۰۱۴).

با توجه به وجود ناهنجاری‌های کم‌سرعت در بخش‌های کم‌عمق گوشته، می‌توان گفت لیتوسفر منطقه نازک و گرم است، که همچنین توسط داده‌های ژئوشیمیایی نیز مورد تأیید قرار می‌گیرد (زرین کوب و همکاران، ۲۰۱۲؛ پانگ و همکاران، ۲۰۱۲، ۲۰۱۳). این وضعیت می‌تواند به فعالیت‌های زمین‌ساختی گذشته که بخش تحتانی لیتوسفر را حذف کرده‌اند نسبت داده شود. مشاهدات وو و همکاران (۲۰۲۱) و محمودآبادی و همکاران (۲۰۲۳) که یک لیتوسفر نازک را در زیر بلوک لوت نشان می‌دهند، به‌همراه سرعت‌های کم در پوسته پایینی (کاوپانی و همکاران، ۲۰۲۰؛ ایراندوست و همکاران، ۲۰۲۲؛ محمودآبادی و همکاران، ۲۰۲۳)، به موضوع ذکر شده دلالت دارند. پوسته پایینی و بخش‌های بالایی گوشته فوقانی ممکن است تحت اثر ذوب بخشی آستوسفر، گرم و با مواد آستوسفری ترکیب شده باشند که در ماگماهای آتشفشانی اخیر مشهود است.

۴-۲. زیرراندگی به زیر بلوک لوت

در مطالعه محمودآبادی و همکاران (۲۰۲۳)، در پوسته فوقانی شرق ایران مجموعه‌ای از راندگی‌های به سمت غرب دیده می‌شود. همچنین، گسل‌های متعدد شناسایی شده توسط رشیدی و همکاران (۲۰۲۲، ۲۰۲۳) که پیچیدگی‌های ساختاری این منطقه را برجسته‌تر می‌کنند، می‌توانند نتیجه این راندگی‌ها باشند. محمودآبادی و همکاران (۲۰۲۳) با توجه به نتایج حاصل از مهاجرت به عمق توابع گیرنده، پیشنهاد مدل زیرراندگی بلوک افغان به زیر بلوک لوت را می‌دهند. مبحث زیرراندگی در این منطقه در مطالعات زمین‌شناسی همواره مورد سؤال بوده و مطالعات لرزه‌ای گذشته نیز با قدرت تفکیک پایینی همراه بودند تا بتوانند این موضوع را آشکار سازند. در مطالعه محمودآبادی و همکاران (۲۰۲۳)، با بهره‌گیری از یک شبکه لرزه‌نگاری مترکم، ناپیوستگی‌های سرعتی متعددی آشکار شده‌اند که عمدتاً دارای شیب به سمت غرب هستند.

کیلومتر بر ثانیه را نشان می‌دهد که می‌تواند نشان‌دهنده دگرشکلی شدید در پوسته پایینی باشد. یکی از ویژگی‌های ساختاری دیگری که در موهوی رشته‌کوه‌های سیستان در تصاویر لرزه‌ای به خوبی مشخص می‌شود، وجود یک مرز تدریجی، در اندازه بیش از ۱۰ کیلومتر، به جای یک مرز باریک با تغییر ساختار سریع است (شکل ۴). وجود این مرز تدریجی نیز احتمالاً پیامد دیگری از بالا آمدن آستوسفر باشد. بالا آمدن آستوسفر سبب نازک شدن لیتوسفر شده، و حرارت بخش باقی‌مانده لیتوسفر گواشته‌ای به شدت بالا رفته و اسباب دگرشکلی آن را فراهم آورده است. این پدیده باعث تسهیل انتقال حرارت به پوسته نیز شده است. از این رو، دگرشکلی در لیتوسفر گواشته‌ای باقی‌مانده که تا حد زیادی نازک شده است به شدت افزایش پیدا می‌کند. همچنین دگرشکلی در پوسته پایینی نیز آسان‌تر رخ داده، و در نهایت، سرعت در موهو و پوسته پایینی به شدت کاهش یافته است. این درحالی است که در زیر بلوک لوت، ناپیوستگی موهو تغییر ساختاری سریعی را نشان می‌دهد، و در آن سرعت‌های بالاتری نسبت به مناطق کوهستانی مشاهده می‌شود. در نتیجه می‌توان گفت که لیتوسفر حفظ شده در زیر بلوک لوت (وو و همکاران، ۲۰۲۱) باعث پایداری بیشتر شده و در پی آن دگرشکلی محدودتری در این منطقه رخ داده است.

وجود سرعت‌های پایین موج برشی و مرز تدریجی موهو، به جای یک مرز تند، می‌تواند نشان‌دهنده یک منطقه ضعیف مکانیکی مطابق نتایج مطالعات پیشین در این زمینه باشد (هاپر و باک، ۱۹۹۶؛ رویدن و همکاران، ۱۹۹۷؛ مکنزی و همکاران، ۲۰۰۰؛ چانگ و باگ، ۲۰۰۵؛ تسوجی و همکاران، ۲۰۰۷؛ اوئیرا و همکاران، ۲۰۱۷). این پدیده می‌تواند باعث شود پوسته پایینی به صورت شکل‌پذیر در آید و همچون جریان‌ی ویسکوز تغییر شکل دهد (اویمت و کوک، ۲۰۱۰). وجود دگرشکلی شکل‌پذیر در پوسته پایینی، ممکن است باعث جداشدن دگرشکلی پوسته بالایی از پایینی شود. همچنین تغییر شکل آسان‌تر ناشی از استحکام کم لیتوسفر و به خصوص پوسته پایینی، می‌تواند عمق ناپیوستگی موهو را تحت تأثیر قرار دهد. از این رو

این ناپیوستگی‌ها به همراه مدل‌های سرعتی حاصل از وارون‌سازی توابع گیرنده و امواج سطحی، نشان از وجود نواحی ضعیف درون پوسته‌ای را می‌دهند، که در نتیجه زیراندگی بلوک افغان به زیر بلوک لوت به وجود آمده‌اند. در این میان، لایه کم‌سرعتی با طول حدود ۱۰۰ کیلومتر وجود دارد که احتمالاً به‌عنوان یک ناحیه جداکننده در پوسته عمل می‌کند. ضخامت پوسته در زیر این لایه به بیش از ۵۰ کیلومتر افزایش می‌یابد و میانگین سرعت در موهوی آن تا حدود ۴ کیلومتر بر ثانیه کاهش می‌یابد. بنابراین، این لایه ممکن است زیراندگی بلوک افغان به زیر بلوک لوت را تسهیل کرده باشد. شایان ذکر است که عدم وجود ایستگاه لرزه‌نگاری، به سمت بلوک افغان، در شرق رشته‌کوه‌ها، به دست آوردن ساختار دقیق‌تر این منطقه را با محدودیت روبرو می‌کند. در نتیجه، نمی‌توان به‌طور قطع از ساختارهای زیرسطحی بخش غربی بلوک افغان بحثی به عمل آورد. از این رو امکان فروانش به سمت شرق یا فروانش دوسویه سؤال است که هرچند بی‌پاسخ گذاشته می‌شود، اما با مطالعات پیش رو از جمله طراحی و نصب شبکه‌های لرزه‌نگاری فشرده می‌توان به نتایج با قدرت تفکیک بالاتر دستیافت و به ابعاد جدیدی از دینامیک فعال منطقه پی برد.

۴-۳. دگرشکلی پوسته

مدل‌های اخیر ساختاری (محمودآبادی و همکاران، ۲۰۲۳، ۲۰۲۴) سرعت‌های پایینی را در بالاترین بخش‌های گواشته و پوسته پایینی نشان می‌دهند که می‌تواند نشان از وجود یک پوسته پایینی ضعیف باشد. نتایج توموگرافی موج سطحی منطقه‌ای توسط ایران‌دوست و همکاران (۲۰۲۲) و کاویانی و همکاران (۲۰۲۰) نیز وجود سرعت‌های پایین را در این نواحی تأیید و از وجود پوسته‌ای گرم و دگرشکل یافته حمایت می‌کنند. میانگین سرعت موج برشی در موهوی کوهستان‌های سیستان کمتر از ۴ کیلومتر بر ثانیه است که در مقایسه با سرعت موهو در بلوک لوت تقریباً ۰.۵ کیلومتر بر ثانیه کمتر است. علاوه بر این، سرعت امواج برشی در پوسته پایینی رشته‌کوه‌ها مقادیری کمتر از ۳.۵

می‌توان نتیجه گرفت که فرایندهای گوشته‌ای نقش بسزایی در دگرشکلی‌های پوسته‌ای منطقه داشته‌اند.

۴-۴. عوامل مؤثر در تعدیل توپوگرافی

تغییرات توپوگرافی می‌تواند نشان‌دهنده فعالیت‌های ژئودینامیکی زیرسطحی باشد که در سطح زمین نمایان شده است. از سویی دیگر، همان‌گونه که ذکر شد، پدیده‌های تکتونیکی برجسته‌ای در این منطقه رخ داده که هر کدام می‌توانند در شکل‌گیری توپوگرافی نقش داشته باشند. پدیده‌هایی همچون، برخورد قاره‌ای، زیرراندگی، لایه‌شدگی لیتوسفر، بالاآمدگی آستوسفر، جریان پوسته پایینی و بسیاری رویدادهای دیگر، همچون انواع گسلش پوسته‌ای، که منشأ همه آنها در دینامیک گوشته است، می‌توانند نقش بسزایی را در این مقوله ایفا کنند.

یافته‌های اخیر محمودآبادی و همکاران (۲۰۲۳) نشان می‌دهد که زیرراندگی بلوک افغان به زیر بلوک لوت نقش بسزایی را در پویایی تکتونیک منطقه و افزایش توپوگرافی آن ایفا کرده است. علاوه بر این، داده‌های پترولوژی (پانگ و همکاران، ۲۰۱۳) شواهد متقنی را بر فروریزش بخش پایینی لیتوسفر ارائه می‌دهند. این رویداد حاکی از فرایندهای پویای زیرسطحی، همانند بالا آمدن آستوسفر است، که در مدل توپوگرافی محمودآبادی و همکاران (۲۰۲۴) نیز به خوبی دیده می‌شود. این مدل، چکانش و جداشدن لیتوسفر پایینی و امکان نفوذ مواد پرحرارت آستوسفری را نشان می‌دهد. نفوذ آستوسفر به بخش‌های بالای لیتوسفر، علاوه بر فعالیت‌های ماگمایی، سبب مرتفع شدن توپوگرافی نیز می‌شود.

از سویی دیگر، عواملی وجود دارند که می‌توانند سبب کاهش ارتفاع توپوگرافی شوند. گائو و همکاران (۲۰۲۳) اظهار می‌دارند که توپوگرافی فلات ایران متأثر از گسل‌های امتداد لغز شمالی-جنوبی بزرگ مقیاسی است که در امتداد مرزهای تکتونیکی قرار دارند. این گسل‌ها نیروهای فشارشی را عمدتاً به سمت قسمت‌های شمالی فلات متمرکز می‌کنند و منجر به افزایش ارتفاع در آن منطقه می‌شوند. میانگین ارتفاع توپوگرافی در قسمت‌های

شمالی فلات بیش از ۲ کیلومتر است، و این در حالی است که در قسمت مرکزی فلات ایران، به دلیل وجود مرزهای رئولوژیکی و وجود مناطق ضعیف مکانیکی، تنش‌ها به راحتی به مناطق دیگر منتقل می‌شوند و ارتفاعات پست‌تری را شاهد هستیم، که میانگین آنها تقریباً ۱ کیلومتر است. یکی از دلایل کم‌ارتفاع بودن رشته‌کوه‌های سیستان نسبت به کوهزایی‌های البرز و زاگرس، ممکن است این پدیده بوده باشد. علاوه بر این، جریان در پوسته پایینی سبب می‌شود سنگ‌ها با تغییرات شکل‌پذیر در محدوده وسیع‌تری پخش شوند، و در نتیجه توپوگرافی هموار و کم‌ارتفاع‌تر خواهد شد.

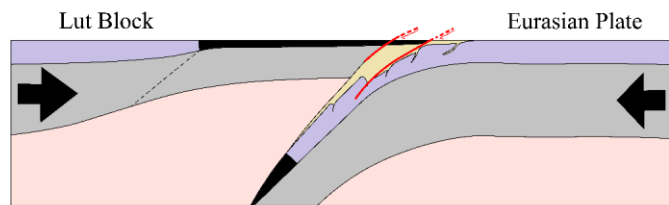
اما برای این که تأثیر این فرایندها مشخص شود، می‌توانیم از فرضیه تعادل ایزوستازی ایری بهره بگیریم تا تأثیر فرایندهای فوق‌الذکر، در صورت وقوع، آشکار شود. بنابراین، اگر فرض کنیم تعادل ایزوستازی ایری در منطقه حاکم باشد، انتظار داریم که با افزایش ضخامت پوسته، افزایش ارتفاع داشته باشیم. با نگاهی به ضخامت پوسته منطقه (کاوایی و همکاران، ۲۰۲۰) افزایش تدریجی آن از سمت غرب به شرق منطقه دیده می‌شود، و ضخامت پوسته از ۳۵ کیلومتر در زیر بلوک لوت به بیش از ۴۵ کیلومتر به زیر رشته‌کوه‌ها می‌رسد. بررسی توپوگرافی و ضخامت پوسته نشان می‌دهد که افزایش آنها لزوماً بر یکدیگر منطبق نیست، که تأثیر سایر پدیده‌های دینامیکی را برجسته می‌سازد.

به‌منظور بررسی دقیق‌تر میزان ارتباط سایر پدیده‌ها در مقابل تعادل ایزوستازی، می‌توان از مفهوم توپوگرافی باقی‌مانده، که در ارتباط با ژئودینامیک منطقه است، استفاده کرد. این مفهوم به میزان انحراف از تعادل ایزوستازی و نقش مهم فعالیت‌های ژئودینامیکی اشاره می‌کند (کونودیس و همکاران، ۲۰۲۰؛ سنگول اولوکاک و همکاران، ۲۰۱۶، ۲۰۲۱). طبق این مفهوم، مقدار پایین‌تر توپوگرافی باقی‌مانده می‌تواند وجود یک لیتوسفر ضخیم یا وجود جریان فرورونده گوشته‌ای را نشان دهد، در حالی که مقادیر بالا ممکن است نشانگر لیتوسفری نازک‌تر باشند، و احتمال وجود جریان‌های رو به بالای آستوسفر را

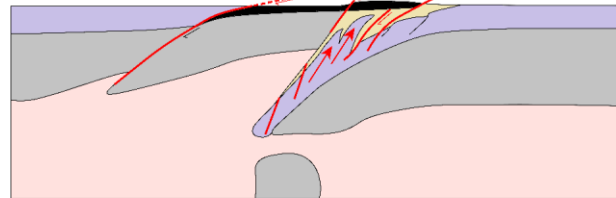
۴-۵. تکامل تکتونیکی شرق ایران یکی از شواهدی که می‌تواند ما را در درک تاریخچه تکتونیکی منطقه یاری کند، برون‌زدگی رسوبات دریایی مشاهده شده است که در نتیجه زیرراندگی بلوک افغان به زیر پوسته اقیانوسی نهشته شده‌اند. زیرراندگی منجر به بالا آمدگی کف اقیانوس و برون‌زدگی رسوبات شده، که فرصتی منحصر به فرد را جهت بررسی آنها به‌منظور درک تاریخ زمین‌شناسی منطقه فراهم کرده است. در نتیجه، با توجه به تصاویر لرزه‌ای و سن رسوب گذاری به‌دست آمده از مطالعات مختلف، مدل احتمالی که بتواند پیچیدگی‌های ساختاری مشاهده شده را توضیح دهد، ارائه خواهد شد.

نشان می‌دهند (کونودیس و همکاران، ۲۰۲۰). محمودآبادی و همکاران (۲۰۲۴) تغییرات قابل توجهی در توپوگرافی باقیمانده منطقه مشاهده می‌کنند. این مقدار بر روی رشته‌کوه‌های سیستان تا حدود ۱.۵ کیلومتر افزایش می‌یابد، و به سمت غرب بر روی بلوک لوت نیز تا حدود ۱ کیلومتر بیشتر از مناطق اطراف است. وجود مقادیر بالای توپوگرافی باقی‌مانده نشان می‌دهد که نقش فعالیت‌های آستنسوفری که باعث افزایش ارتفاع می‌شوند، بیشتر از عوامل کاهش دهنده توپوگرافی همچون جریان‌های پوسته پایینی بر روی مورفولوژی منطقه اثر داشته است.

(a) Early to Middle Cretaceous

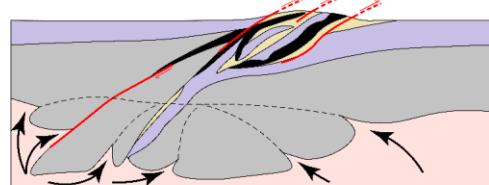


(b) Middle to Late Cretaceous



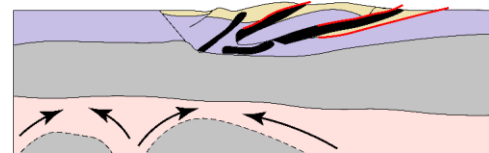
Not to scale

(c) Late Cretaceous to Late Paleocene



- Continental crust
- Sediments & weak materials
- Oceanic crust
- Lithospheric mantle
- Asthenosphere

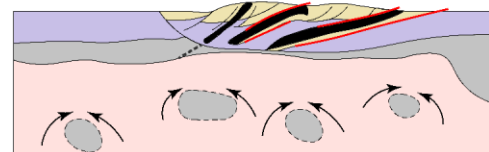
(d) Middle Eocene to Late Oligocene



Some processes at each stage:

- (a) Oceanic-continental subduction
- (b) Continental subduction, new oceanic subduction

(e) Middle Miocene to Quaternary



- (c) Continental underthrusting, Lithospheric thickening, Emplacement of oceanic crust
- (d) Initial phase of delamination
- (e) Second delamination phase- Small-scale lithospheric drips

شکل ۵. نمای شماتیکی مراحل تکامل تکتونیکی رشته‌کوه‌های سیستان. برای توضیحات به متن رجوع شود.

کمبرندهای افیولیتی در امتداد رشته کوه‌ها کمک می‌کند. پس از بسته شدن بخش‌های باقی‌مانده حوضه اقیانوسی، وقوع دیگر فرورانش قاره‌ای احتمالاً نقش مهمی در شکل‌دهی ساختارهای زمین‌شناسی قابل مشاهده امروز داشته است. سپس نیروهای همگرایی منجر به ضخیم‌شدگی لیتوسفر منطقه می‌شوند و جریانات آستوسفری سبب تحریک بخش‌های ضعیف‌تر لیتوسفر ضخیم می‌شوند که جدا شدن بخش‌های تحتانی آن را القاء می‌کنند. در این مرحله، باقی‌مانده‌های پوسته اقیانوسی در پوسته قاره‌ای به دام افتاده‌اند و زمینه‌ساز وجود افیولیت‌های امروزی در پوسته منطقه شده‌اند. ضخیم‌شدگی لیتوسفر در مرحله سوم در شکل ۵ به نمایش گذاشته شده است.

سپس در مرحله چهارم، همان‌طور که در شکل ۵ دیده می‌شود، جریان‌های آستوسفری باعث جدایش بخش‌های پایینی لیتوسفر ضخیم‌شده می‌شوند. این فرایند در ائوسن با فرسایش لیتوسفر و انتقال حرارت متعاقب آن از گوشته زیرین به پوسته پایینی رخ داده است. در مرحله پنجم نیز، همزمان با ذوب بخشی آستوسفر و ادامه روند فرایند چکانش، لیتوسفر نازک‌تر شده، و به نوبه خود، وجود جریان‌های شکل‌پذیر در پوسته پایینی را تسهیل کرده است، پدیده‌ای که توسط شواهدی لرزه‌ای همچون وجود سرعت کم موج برشی مورد تأیید است. این مدل تکتونیکی با الگوی سنی به سمت غرب جوان‌شدن توالی‌های رسوبی و وجود راندگی‌های به سمت غرب مطابقت دارد.

۵. نتیجه‌گیری

در این مطالعه به بررسی دینامیک فعال پوسته و گوشته شرق ایران پرداخته شده، و با توجه به شواهد موجود مدل جدیدی ارائه شده است که بتواند پیچیدگی‌های ساختاری مشاهده شده و تکامل تکتونیکی منطقه را توجیه کند. با توجه به مطالعات ژئوفیزیکی و ژئوشیمیایی انجام شده می‌توان فعالیت‌های ژئودینامیکی رخ داده را به صورت زیر خلاصه کرد:

- فرورانش اقیانوس سیستان، زیرراندگی بلوک افغان را در پی داشته است که این فرایند همراه با کوهزایی و افزایش

ساختار کنونی پوسته و گوشته، و توپوگرافی رشته‌کوه‌های سیستان در پی سلسله مراتبی از رویدادهای گذشته شکل گرفته است که امروزه در معرض دید ما قرار دارد. این وقایع با شکافتن اقیانوس سیستان در دوره کرتاسه آغاز شد، و سپس فرورانش درون اقیانوسی به سمت غرب را در پی داشت (زرین کوب و همکاران، ۲۰۱۲). این مرحله از فرایند تکتونیکی که با فرورانش به سمت غرب همراه است در مرحله اول شکل ۵ دیده می‌شود. فرورانش درون اقیانوسی منجر به کشیده‌شدن حاشیه قاره‌ای بلوک افغان به ناحیه فرورانش شده و در نتیجه روراندگی پوسته اقیانوسی را در پی داشته است. وجود سنگ‌های دگرگونی فشار بالا/دما پایین (فتوحی راد و همکاران، ۲۰۰۵؛ انگیبوست و همکاران، ۲۰۱۳؛ بروکر و همکاران، ۲۰۱۳؛ بونت و همکاران، ۲۰۱۸) مدرکی دال بر فرورانش پوسته قاره‌ای می‌باشد.

همانطور که در تحقیقات قبلی توضیح داده شده است (محمودآبادی و همکاران، ۲۰۱۹؛ ریگارد و همکاران، ۲۰۰۳)، میزان فرورانش قاره‌ای تحت تأثیر شناوری سیستم کنترل می‌شود. در نهایت، فرورانش به نقطه‌ای خواهد رسید که نیروهای شناوری که بر روی لیتوسفر قاره‌ای عمل می‌کنند، مانع از حرکت بیشتر رو به پایین لیتوسفر قاره‌ای خواهند شد. نیروی شناوری مثبتی که توسط پوسته قاره‌ای فرورانده شده اعمال می‌شود، می‌تواند بخش‌هایی از پوسته اقیانوسی فوق خود را به سمت بالا براند، که این بخش‌ها در نهایت منجر به جایگیری افیولیت‌ها در پوسته می‌شوند. همان‌طور که در مرحله دوم در شکل ۵ دیده می‌شود، لیتوسفر فرورانده شده چگال با شناوری منفی از بخش‌های بالایی جدا شده و به اعماق بیشتر فرو می‌رود. در همین بازه زمانی، بخش‌هایی از پوسته با شناوری مثبت با صعود به سمت بالا، سبب جایگیری پوسته اقیانوسی بر روی پوسته قاره‌ای می‌شوند. علاوه بر این، نیروهای همگرایی با اعمال فشار همزمان بر باقی‌مانده لیتوسفر اقیانوسی سیستان، آن را وادار به فرورانش به زیر لبه بلوک لوت کردند. این امر با بسته‌شدن این بخش از اقیانوس سیستان، خبر از شروع مرحله دیگری از کوهزایی را می‌دهد و به تشکیل

- فرایندهای لایه‌شدگی لیتوسفر همراه با فعالیت‌های گسترده ماگمایی در منطقه بوده، که قدمت آن به ائوسن باز می‌گردد و تا الیگوسن ادامه داشته است. علاوه بر این، ماگماتیسیم مشتق شده از فرایندهای آدیاباتیکی، که در اثر برداشته شدن فشار از روی آستوسفر بالارونده به وجود آمده، سبب دیده شدن فعالیت‌های ماگمایی (با حجمی کمتر نسبت به ماگماتیسیم گذشته) از میوسن تا کواترنر شده است.

- توپوگرافی مرتفع مشاهده شده صرفاً ناشی از تغییرات ضخامت پوسته نیست، بلکه محصول هم‌افزایی انواع فعالیت‌های تکتونیکی منطقه و بالاآمدگی آستوسفر است. عواملی همچون زیرراندگی بلوک افغان به سمت غرب، بالا آمدن آستوسفر، جریانات پوسته پایینی، و راندگی‌های موجود در پوسته بالایی عواملی هستند که همراه با تغییرات ضخامت پوسته، کنترل کننده توپوگرافی منطقه می‌باشند.

تشکر و قدردانی

بدینوسیله از از پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله جهت حمایت از این پژوهش در راستای پروژه با کد ۷۴۳ تشکر و قدردانی می‌گردد. همچنین، از توصیه‌های ارزشمند دو داور محترم که سبب ارتقاء سطح علمی این مقاله گردیده است، سپاسگزاری به عمل می‌آید.

مراجع

- Afshar, A., Mahmoodabadi, M., Yaminifard, F., & Javan-Doloei, G. (2022). Crustal Structure of the Northern Lut Block in Eastern Iran Using P Wave Receiver Function Migration. *Journal of Seismology and Earthquake Engineering*, 24(1&2), 15-25. doi: 10.48303/jsee.2023.2000758.1057
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B., & Wortel, R. (2011). Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5-6), 692-725.
- Ahmadzadeh, S., Mansouri Ghavam Abadi, F., & Javan Doloei, G., (2023). Investigation of frequency dependence of seismic coda wave quality factor in the east-northeast of Iran. *Iranian Journal of Geophysics*, 17(1), 147-162.

ضخامت پوسته در زیر فرودپواره زیرراندگی بوده است. پس از آن، برخورد قاره‌ای و تداوم همگرایی احتمالاً افزایش ضخامت لیتوسفر را سبب شده، و پس از آن فرایند لایه‌شدگی سبب جدا شدن بخش پایینی آن شده است. فرایند لایه‌شدگی همراه با بالا آمدن آستوسفر به زیر منطقه بوده و تغییرات توپوگرافی در مقیاسی وسیع تر را سبب شده است.

- شواهد لرزه‌ای نشان می‌دهد که لایه‌شدگی لیتوسفر به صورت جدایش کامل بخش گوشته‌ای لیتوسفر از پوسته در کل منطقه صورت نگرفته، بلکه به صورت فرایند چکانش بوده است. چنین فرایندی همراه با بالا آمدن آستوسفر سبب ایجاد یک لیتوسفر نازک و گرم، به‌ویژه در بخش شمالی رشته‌کوه‌های سیستان، شده است. ناهنجاری کم‌سرعت مشاهده شده در زیر پوسته رشته‌کوه‌های سیستان مؤید این پدیده است، که در مجاورت لیتوسفر پرسرعت زیر بلوک افغان قرار دارد.

- بالاآمدگی آستوسفر نه تنها سبب نازک شدن لیتوسفر در زیر رشته‌کوه‌های سیستان شده است، بلکه لیتوسفر بلوک لوت نیز، با توجه به این که از قبل تحت تأثیر فرایندهای زیرراندگی قرار داشته است، به شدت نازک می‌شود و شاهد صعود آستوسفر است. البته با توجه به تمرکز بیشتر فرایندهای کوهزایی در رشته‌کوه‌های سیستان، ادامه همگرایی باعث دگرشکلی بیشتر و افزایش ضخامت پوسته و جریان در پوسته پایینی شده است.

- Alinaghi, A., Koulakov, I., & Thybo, H. (2007). Seismic tomographic imaging of P-and S-waves velocity perturbations in the upper mantle beneath Iran. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1089-1102.
- Angiboust, S., Agard, P., De Hoog, J. C. M., Omrani, J., & Plunder, A. (2013). Insights on deep, accretionary subduction processes from the Sistan ophiolitic "mélange" (Eastern Iran). *Lithos*, 156, 139-158.
- Arjmandzadeh, R., Karimpour, M. H., Mazaheri, S. A., Santos, 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(3), 283-296.
- Berberian, F., & Berberian, M. J. Z. H. K. H. G. E.

- (1981). Tectono-plutonic episodes in Iran. *Zagros Hindu Kush Himalaya Geodynamic Evolution*, 3, 5-32.
- Berberian, M., Jackson, J.A., Qorashi, M., Talebian, M., Khatib, M., & Priestley, K., (2000). The 1994 Sefidabeh earthquakes in eastern Iran: blind thrusting and bedding-plane slip on a growing anticline, and active tectonics of the Sistan suture zone. *Geophysical Journal International*, 142(2), pp.283-299.
- Besse, J., Torq, F., Gallet, Y., Ricou, L.E., Krystyn, L., & Saidi, A., (1998). Late Permian to Late Triassic palaeomagnetic data from Iran: constraints on the migration of the Iranian block through the Tethyan Ocean and initial destruction of Pangaea. *Geophysical Journal International*, 135(1), pp.77-92.
- Bonnet, G., Agard, P., Angiboust, S., Monie, P., Jentzer, M., Omrani, J., Whitechurch, H., & Fournier, M. (2018). Tectonic slicing and mixing processes along the subduction interface: The Sistan example (Eastern Iran). *Lithos*, 310, 269-287.
- Bröcker, M., Rad, G.F., Burgess, R., Theunissen, S., Paderin, I., Rodionov, N., & Salimi, Z., (2013). New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. *Lithos*, 170, 17-34.
- Buck, W.R. & Töksöz, M.N., (1983). Thermal effects of continental collisions: Thickening a variable viscosity lithosphere. *Tectonophysics*, 100(1-3), 53-69.
- 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.
- Chang, S. J., & Baag, C. E. (2005). Crustal structure in southern Korea from joint analysis of teleseismic receiver functions and surface-wave dispersion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(4), 1516-1534.
- Chung, S.L., Liu, D., Ji, J., Chu, M.F., Lee, H.Y., Wen, D.J., Lo, C.H., Lee, T.Y., Qian, Q., & Zhang, Q., (2003). Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology*, 31(11), 1021-1024.
- Delaloye, M., & Desmons, J., (1980). Ophiolites and mélange terranes in Iran: a geochronological study and its paleotectonic implications. *Tectonophysics*, 68(1-2), 83-111.
- Fotoohi Rad, G., Droop, G.T., Amini, S., & Moazzen, M., (2005). Eclogites and blueschists of the Sistan Suture Zone, eastern Iran: a comparison of P-T histories from a subduction mélange. *Lithos*, 84(1-2), pp.1-24.
- Gill, J. B. (2012). *Orogenic andesites and plate tectonics*, (Vol. 16). Springer Science & Business Media.
- Gao, Y., Chen, L., Yang, J., & Wang, K. (2023). Rheological heterogeneities control the non-progressive uplift of the young Iranian plateau. *Geophysical Research Letters*, 50(3), e2022GL101829.
- Göğüş, O. H., & Ueda, K. (2018). Peeling back the lithosphere: Controlling parameters, surface expressions and the future directions in delamination modeling. *Journal of Geodynamics*, 117, 21-40.
- Göğüş, O. H., Pysklywec, R. N., Şengör, A. M. C., & Gün, E. (2017). Drip tectonics and the enigmatic uplift of the Central Anatolian Plateau. *Nature communications*, 8(1), 1538.
- Helfrich, G. R., & Wood, B. J. (2001). The Earth's mantle. *Nature*, 412(6846), 501-507.
- Hopper, J. R., & Buck, W. R. (1996). The effect of lower crustal flow on continental extension and passive margin formation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B9), 20175-20194.
- Irandoust, M. A., Priestley, K., & Sobouti, F. (2022). High-resolution lithospheric structure of the Zagros collision zone and Iranian Plateau. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(11), e2022JB025009.
- Jackson, J., & McKenzie, D. (1984). Active tectonics of the Alpine—Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal International*, 77(1), 185-264.
- Jentzer, M., Agard, P., Bonnet, G., Monié, P., Fournier, M., Whitechurch, H., Omrani, J., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Kohansal, R., & Do Couto, D. (2022). The North Sistan orogen (Eastern Iran): Tectono-metamorphic evolution and significance within the Tethyan realm. *Gondwana Research*, 109, 460-492.
- Jentzer, M., Fournier, M., Agard, P., Omrani, J., Khatib, M.M., & Whitechurch, H., (2017). Neogene to Present paleostress field in Eastern Iran (Sistan belt) and implications for regional geodynamics. *Tectonics*, 36(2), pp.321-339.
- Jentzer, M., Whitechurch, H., Agard, P., Ulrich, M., Caron, B., Zarrinkoub, M.H., Kohansal, R., Miguet, L., Omrani, J., & Fournier, M. (2020). Late Cretaceous calc-alkaline and adakitic magmatism in the Sistan suture zone (Eastern Iran): Implications for subduction polarity and regional tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 204, 104588.
- Kaislaniemi, L., Van Hunen, J., Allen, M.B. & Neill, I., (2014). Sublithospheric small-scale convection—a mechanism for collision zone magmatism. *Geology*, 42(4), 291-294.
- Katsura, T., Yamada, H., Nishikawa, O., Song, M., Kubo, A., Shinmei, T., Yokoshi, S., Aizawa, Y., Yoshino, T., Walter, M.J., Ito, E., & Funakoshi, K. I. (2004). Olivine-wadsleyite transition in the system (Mg, Fe) 2SiO₄. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*,

- 109(B2).
- Kaviani, A., Mahmoodabadi, M., Rumpker, G., Pilia, S., Tatar, M., Nilfouroushan, F., Yamini-Fard, F., Moradi, A., & Ali, M. Y. (2021). Mantle-flow diversion beneath the Iranian plateau induced by Zagros' lithospheric keel. *Scientific reports*, 11(1), 2848.
- Kaviani, A., Paul, A., Moradi, A., Mai, P.M., Pilia, S., Boschi, L., Rumpker, G., Lu, Y., Tang, Z., & Sandvol, E. (2020). Crustal and uppermost mantle shear wave velocity structure beneath the Middle East from surface wave tomography. *Geophysical Journal International*, 221(2), 1349-1365.
- Kaviani, A., Sandvol, E., Moradi, A., Rumpker, G., Tang, Z., & Mai, P.M., (2018). Mantle transition zone thickness beneath the Middle East: Evidence for segmented Tethyan slabs, delaminated lithosphere, and lower mantle upwelling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(6), 4886-4905.
- Kay, R.W., & Kay, S.M., (1993). Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219(1-3), 177-189.
- Kheirkhah, M., Neill, I., & Allen, M. B. (2015). Petrogenesis of OIB-like basaltic volcanic rocks in a continental collision zone: Late Cenozoic magmatism of Eastern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 106, 19-33.
- Kounoudis, R., Bastow, I. D., Ogden, C. S., Goes, S., Jenkins, J., Grant, B., & Braham, C. (2020). Seismic tomographic imaging of the Eastern Mediterranean mantle: Implications for terminal-stage subduction, the uplift of Anatolia, and the development of the North Anatolian Fault. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(7), e2020GC009009.
- Krystopowicz, N. J., & Currie, C. A. (2013). Crustal eclogitization and lithosphere delamination in orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, 361, 195-207.
- Maggi, A., & Priestley, K., (2005). Surface waveform tomography of the Turkish-Iranian plateau. *Geophysical Journal International*, 160(3), 1068-1080.
- Mahmoodabadi, M., Yamini-Fard, F., Irandoust, M.A., Tatar, M., Afshar-Savat, A., & SoltaniMoghadam, S., (2023). Crustal imbrication and mountain building in the Eastern Iranian Ranges; Insights from receiver function and Rayleigh wave dispersion analysis. *Tectonophysics*, 868, 230104.
- Mahmoodabadi, M., YaminiFard, F., Tatar, M., & Kaviani, A. (2020a). Shear wave velocity structure of the upper-mantle beneath the northern Zagros collision zone revealed by nonlinear teleseismic tomography and Bayesian Monte-Carlo joint inversion of surface wave dispersion and teleseismic P-wave coda. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 300, 106444.
- Mahmoodabadi, M., YaminiFard, F., Tatar, M., & Moradi, A. (2020b). Layered Crustal Anisotropy in Eastern Iran. *Proceedings of the the 19th Iranian Geophysical Conference, Tehran*, 477-479.
- Mahmoodabadi, M., Yamini-Fard, F., Tatar, M., & Rashidi, A. (2024). Post-collisional lithospheric delamination in eastern Iran, revealed by non-linear teleseismic tomography and residual topography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 107180.
- Mahmoodabadi, M., YaminiFard, F., Tatar, M., Kaviani, A., & Motaghi, K. (2019). Upper-mantle velocity structure beneath the Zagros collision zone, Central Iran and Alborz from nonlinear teleseismic tomography. *Geophysical Journal International*, 218(1), 414-428.
- Ma'hood, M., Hamzehloo, H., & Doloei, G.J., (2009). Attenuation of high frequency P and S waves in the crust of the East-Central Iran. *Geophysical Journal International*, 179(3), 1669-1678.
- Mattei, M., Cifelli, F., Muttoni, G., & Rashid, H., (2015). Post-Cimmerian (Jurassic-Cenozoic) paleogeography and vertical axis tectonic rotations of Central Iran and the Alborz Mountains. *Journal of Asian Earth Sciences*, 102, 92-101.
- McKenzie, D., Nimmo, F., Jackson, J. A., Gans, P. B., & Miller, E. L. (2000). Characteristics and consequences of flow in the lower crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B5), 11029-11046.
- Meissner, R. & Mooney, W., (1998). Weakness of the lower continental crust: a condition for delamination, uplift, and escape. *Tectonophysics*, 296(1-2), 47-60.
- Meyer, B., & K. Le Dortz (2007), Strike-slip kinematics in Central and Eastern Iran: Estimating fault slip-rates averaged over the Holocene, *Tectonics*, 26, TC5009, doi:10.1029/2006TC002073.
- Mohammadi, A., Burg, J.P., Bouilhol, P., & Ruh, J., (2016). U-Pb geochronology and geochemistry of Zahedan and Shah Kuh plutons, southeast Iran: Implication for closure of the South Sistan suture zone. *Lithos*, 248, 293-308.
- Morency, C., & Doin, M. P. (2004). Numerical simulations of the mantle lithosphere delamination. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B3).
- Movaghari, R., & Javan Doloei, G. (2020). 3-D crustal structure of the Iran plateau using phase velocity ambient noise tomography. *Geophysical Journal International*, 220(3), 1555-1568.
- Movaghari, R., JavanDoloei, G., Yang, Y., Tatar,

- M., & Sadidkhouy, A. (2021). Crustal radial anisotropy of the Iran Plateau inferred from ambient noise tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(4), e2020JB020236.
- Ohira, A., Kodaira, S., Nakamura, Y., Fujie, G., Arai, R. and Miura, S., (2017). Structural variation of the oceanic Moho in the Pacific plate revealed by active-source seismic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 476, 111-121.
- Ouimet, W. B., & K. L. Cook (2010), Building the central Andes through axial lower crustal flow, *Tectonics*, 29, TC3010, doi:10.1029/2009TC002460.
- Ozsvárt, P., Bahramnejad, E., Bagheri, S., & Sharifi, M., (2020). New Albian (Cretaceous) radiolarian age constraints for the Dumak ophiolitic mélange from the Shuru area, Eastern Iran. *Cretaceous Research*, 111, p.104451.
- Pang, K.-N., Chung, S.-L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.-Y., Chu, C.-H., Lee, H.-Y., Lo & C.-H., (2013). Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: magma genesis and tectonic implications. *Lithos*, 180, 234-251.
- 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*, 306, 40-53.
- Priestley, K., McKenzie, D., Barron, J., Tatar, M., & Debayle, E. (2012). The Zagros core: Deformation of the continental lithospheric mantle, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 13, Q11014, doi:10.1029/2012GC004435.
- Rabayrol, F., Hart, C.J., & Thorkelson, D.J., (2019). Temporal, spatial and geochemical evolution of late Cenozoic post-subduction magmatism in central and eastern Anatolia, Turkey. *Lithos*, 336, 67-96.
- Rashidi, A., Kianimehr, H., Yamini-Fard, F., Tatar, M., & Zafarani, H., (2022). Present Stress Map and Deformation Distribution in the NE Lut Block, Eastern Iran: Insights from Seismic and Geodetic Strain and Moment Rates. *Pure and Applied Geophysics*, 179(5), 1887-1917.
- Rashidi, A., Shafieibafti, S., Nemati, M., Ezati, M., Gholami, E., Mousavi, S. M., & Derakhshani, R. (2023). Flexural-slip folding in buckling phases of orogenic belts: Insight into the tectonic evolution of fault splays in the East Iran orogen. *Frontiers in Earth Science*, 11, 1169667.
- Regard, V., Faccenna, C., Martinod, J., Bellier, O., & Thomas, J.C., (2003). From subduction to collision: Control of deep processes on the evolution of convergent plate boundary. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B4).
- Royden, L. H., Burchfiel, B. C., King, R. W., Wang, E., Chen, Z., Shen, F., & Liu, Y. (1997). Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. *science*, 276(5313), 788-790.
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L., & Amini, S., (2010). Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean. *Lithos*, 117, 209–228.
- Saidi, A., Brunet, M.F., & Ricou, L.E., (1997). Continental accretion of the Iran Block to Eurasia as seen from Late Paleozoic to Early Cretaceous subsidence curves. *Geodinamica Acta*, 10(5), 189-208.
- Schleiffarth, W.K., Darin, M.H., Reid, M.R., & Umhoefer, P.J., (2018). Dynamics of episodic Late Cretaceous–Cenozoic magmatism across Central to Eastern Anatolia: New insights from an extensive geochronology compilation. *Geosphere*, 14(5), 1990-2008.
- Şengör, A. M. C., Altiner, D., Cin, A., Ustaömer, T., & Hsü, K. J. (1988). Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land. *Geological Society, London, Special Publications*, 37(1), 119-181.
- Şengül Uluocak, E., Pysklywec, R., & Göğüş, O. H. (2016). Present-day dynamic and residual topography in Central Anatolia. *Geophysical Journal International*, 206(3), 1515-1525.
- Şengül Uluocak, E., Göğüş, O.H., Pysklywec, R.N., & Chen, B. (2021). Geodynamics of East Anatolia-Caucasus Domain: Inferences From 3D Thermo-Mechanical Models, Residual Topography, and Admittance Function Analyses. *Tectonics*, 40(12), p.e2021TC007031.
- Shad Manaman, N., Shomali, H., & Koyi, H. (2011). New constraints on upper-mantle S-velocity structure and crustal thickness of the Iranian plateau using partitioned waveform inversion. *Geophysical Journal International*, 184(1), 247-267.
- Stocklin, J. (1968). Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG bulletin*, 52(7), 1229-1258.
- 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(1), 134-150.
- Tsuji, T., Nakamura, Y., Tokuyama, H., Coffin, M.F., & Koda, K., (2007). Oceanic crust and Moho of the Pacific Plate in the eastern Ogasawara Plateau region. *Island Arc*, 16(3), 361-373.

- Ueda, K., Gerya, T. V., & Burg, J. P. (2012). Delamination in collisional orogens: Thermomechanical modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B8).
- Van Wijk, J., Van Hunen, J., & Goes, S., (2008). Small-scale convection during continental rifting: Evidence from the Rio Grande rift. *Geology*, 36(7), 575-578.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J., & Guest, B., (2011). A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics*, 30(3).
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., & Chéry, J. (2004). Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International*, 157(1), 381-398.
- 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. *Geophysical Journal International*, 177(2), 783-805.
- Walpersdorf, A., Manighetti, I., Mousavi, Z., Tavakoli, F., Vergnolle, M., Jadidi, A., Hatzfeld, D., Aghamohammadi, A., Bigot, A., Djamour, Y., Nankali, H., & Sedighi, M. (2014). Present-day kinematics and fault slip rates in eastern Iran, derived from 11 years of GPS data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(2), 1359-1383.
- Wu, Z., Chen, L., Talebian, M., Wang, X., Jiang, M., Ai, Y., Lan, H., Gao, Y., Khatib, M.M., Hou, G., Chung, S.L., & Zhu, R. (2021). Lateral structural variation of the lithosphere-asthenosphere system in the northeastern to eastern Iranian plateau and its tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(1), e2020JB020256.
- 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.
- Zarunizadeh, Z., Motaghi, K., Movaghari, R., Yang, Y., & Priestley, K., (2024). Seismological constraints on the lithosphere-asthenosphere system beneath the central and east Iranian Plateau. *Tectonophysics*, 873, p.230215.