

Structural evolution of the Lachinag synformal anticline at the southwestern termination of the Dochah Fault, west of Qom Province, northern Central Iran

Mohadese Ajami¹, Reza Nozaem^{*2}, Saeed Madanipour³, Vahid Tavakoli⁴, Mohsen Eliassi⁵, Saeed Haj Amini⁶, Kosar Shadram⁷

1. M.Sc., School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran.

2. Assistant Professor, School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran.

3. Assistant Professor, Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran.

4. Associate Professor, School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran.

5. Associate Professor, School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran.

6. Instructor, School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran.

7. M.Sc., Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran.

Auticle infe	A bedres of
Article info	Abstract
Article history Received: 29 May 2023	The Lachinag synformal anticline is located to the northwest of the Mil anticline
Accepted: .5 July 2023	and the western end of the Dochah Fault in northern central Iran. This synform
Keywords:	includes the terminal members of the Qom Formation (members E and G) and the
The Lachinag Synformal	Upper Red and Pliocene conglomerates. Additionally, with an axial surface plunge
Anticline, Dochah fault, Qom	from the northwest to the southeast this fold trends toward the southeast resulting
Formation, Central Iran.	in its sourcest to the sourcest, this ford fields toward the sourcest, resulting
	in its asymmetric geometry. In this symorm, the deformable mart and gypsum rayers
	of the E and G members of the Qom Formation have contact with the competent
	conglomerate and sandstone layers from the Upper Red Formation. The juxtaposition
NO CONTRACTOR	of these layers and the occurrence of deformation phases resulted in the migration of
	ductile layers as well as a significant increase in the thickness of the marl and gypsum
E1996-6233	deposits of the Oom Formation (particularly in the E member). Due to the migration
	of these layers towards low pressure areas and their substantial thickening at the hinge
	of the sentire towards fow pressure areas and their substantial the contrast of the first sector in the sector in the sector is the sector in the sector is
	of the Lachinag syntormal anticline, the layers as well as the limbs of this fold were
	overturned. Finally, a synformal box fold was formed. Structural investigations have
	revealed that this fold initially formed as a result of the right-lateral strike-slip shear
	parallel to the Dochah Fault. This process occurred during the post-Miocene under
	the influence of counterclockwise left-lateral strike-slip shear forces around a pole
	axis at approximately 135 degrees from the north Consequently, the fold acquired a
	axis at approximately 155 degrees from the north. Consequently, the fold acquired a
	synformal geometry. The left-lateral shear force may be due to the clockwise rotation
	of the South Caspian basin and the application of left-lateral shear forces on the
	northern parts of Central Iran, similar to what has been observed in the Kushk-e
	Nosrat Fault.

Introduction

The Lachinag synformal anticline is located to the northwest of the Mil anticline

DOI http://doi.org/10.22034/KJES.2023.9.1.102101

*Corresponding author: Reza Nozaem; E-mail: nozaem@ut.ac.ir

How to cite this article: Ajami, M., Nozaem, R., Madanipour, S., Tavakoli, V., Eliassi, M., Haj Amini, S., Shadram, K., 2023 Structural evolution of the Lachinag synformal anticline at the southwestern termination of the Douchah Fault, west of Qom Province, northern Central Iran. Kharazmi Journal of Earth Sciences 9(1), 260-282. http://doi.org/10.22034/KJES.2023.9.1.102101

and the western end of the Dochah Fault in north-central Iran. The presence of a detachment level and the development of thrust faults throughout multiple stages of progressive deformation within this sub-zone resulted in the complex geometry of the folded structures. According to Berberian and King (1981), the formation of the Qom sedimentary basin in Central Iran could be linked to the subduction of the Neotethys oceanic lithosphere beneath the continental crust of Central Iran during the Late Cretaceous. Based

Cenozoic stratigraphic on and three sedimentological studies, distinct sedimentary formations can be identified in the Qom basin. The Lachinag fold complex was formed at the termination of the Dochah Fault and within the deposits of the Oom and Upper Red formations with a shortening in the area between the Qom and Indes Faults. The marly beds of member E of the Qom Formation lie in the core of the Lachinag fold complex (Fig. 1b).



Fig. 1. a) Main structural zone of Iran. The rectangle shows the location of the study area in Central Iran. b) Location of the Dochah Fault and the Mil anticline.

In this research, the field observations of the Lachinag folding were taken into account. This information was integrated with remote sensing analysis. The primary objective of this work was to study the geometry and mechanical stratigraphy of this fold and to examine the existence of an underlying evaporite detachment surface. Additionally, the effect of this detachment surface on the folding characteristics was evaluated. Another aim of this research was to investigate the reason for the increase in the thickness of the Qom Formation in the northwestern part of the Mil anticline and its effect on the formation of the Lachinag disharmonic fold. Furthermore, the studies and results from experimental tests performed to date were used to determine the effect of the detachment surface on the formation of structures at the northwestern end of the Mil anticline. This was followed by a general description of these experiments and an analysis of their results. A further focus was on understanding the effects of the interaction of the marl layer with the folding process and the coeval deformations during the accumulation of Cenozoic sediments. Previous studies have defined the Dochah fault zone as a domain of thrust and rightlateral strike-slip motion (Huber, 1976, 1978; Nogol-e-Sadat, 1991; Nogol-e-Sadat, 1993; Nogol-e-Sadate, 1985). However. field evidence, such as the orientation of the axial surface effect and the geometry of the Lachinag folds, suggests more recent leftlateral strike-slip motions along the Dochah Fault as corroborated by 1:25000-scale geological maps (Zamani, 2016b; Zamani, 2016c).

Materials and Methods

We undertook a 17-day field mapping expedition covering 20 locations within the Lachinag fold to collect structural data. Our analysis included the measurement and assessment of various structural elements such as the fault slip criteria, the bedding direction, and the major folds. The field and geological data were then integrated and analyzed to produce a comprehensive map of the studied area and to develop three descriptiveinterpretive cross-sections. A total of 30 mesoscale fault planes cutting through Eocene and Oligocene-Miocene units were identified and measured. Additionally, using the methodologies outlined by Ramsay (1967) and Fleuty (1964). approximately 142 measurements were performed on the layering planes for the analysis of the regional folds. For the stereographic analysis of the structural complications such as folds and faults, specialized software including Daisy. Geocalculate, and FaultKin were utilized. These software tools were chosen for their differentiate a11 ability to structural complications based on their trends and to demarcate the fault data based on their specific type of movement. Photoshop and CorelDRAW software were also employed for image rendering purposes. In addition, a tectonostratigraphic chart incorporating previously published data was developed. This chart allowed us to establish the relative timing of the activities of the major faults from the fault cross-cutting relationships and their interactions with the sedimentary sequences.

Results and Discussion

The Lachinag synformal anticline. comprising the end members of the Oom Formation (members E and G), the Upper Red Formation, and the Pliocene conglomerate, is situated in the northwest of the Mil anticline along the northwest-southeast axial direction. Field investigations in this region have revealed an overturned sedimentary sequence within this structure. Specifically, the member G of the Oom Formation overlies younger, south-dipping members. Although the core of this folded complex remains concealed under alluvial sediments and mineral tailings, the sequence of the older layers of the Qom Formation indicates its location. Overall, the anticline shows older formations in its central region and younger formations in its periphery, leading to the formation of a box fold as a result of varying viscosity of the lowresistance materials (such as marl and evaporites) and the adjacent sedimentary

units. The box fold developed within a shallow detachment horizon at an approximate depth of 1-2 kilometers and affected a set of lowresistance strata. This fold has three hinges and its bedding dip at the center (middle limb) is between 75 to 80 degrees. However, the dips on the limbs are less, about 35 to 50 degrees, so that they range from 40 to 50 degrees on the northern side and from 35 to 47 degrees on the southern side. The direction of the bedding dip in the central limb and the northern limb is towards the south, whereas in the southern limb, it is towards the north. This complex, located at the western termination of the Dochah Fault, was folded under the influence of right-lateral and left-lateral strike-slip movements. Structural cross-sections were prepared based on information obtained from the region to measure the relevant fold

parameters and create stereographic diagrams. It became clear that the Lachinag synformal anticline is a non-cylindrical fold type due to its differing ridge lengths and slopes as well as the asymmetry of the ridges compared to the hinges. The evaluation of the interlimb and folding angles as well as the calculations describing the bluntness folding across all structural cross-sections further classified the Lachinag folds as closed folds in Fleuty's classification. The curved axial surface of the Lachinag synformal anticline is approximately 430 meters in length, while its average width is one kilometer. The main axis of the Lachinag synformal anticline is characterized by a southwest slope direction at 340.80, with the other two axes positioned at 090.85 (sloping northwest) and 320.75 (sloping southwest).



Fig. 2. a) The Geological map of the region showing the increase in the thickness of member E of the Qom Formation at the tip of the Mil anticline towards the north. b) Schematic model of the rotation of the Lachinag anticline. Transformation of sedimentary layers into an anticline (step 1), transformation of the anticline into a vertical anticline (step 2), and transformation of the vertical anticline into a synformal anticline (step 3). c) Structural section of the Mil-Dochah anticline and the Lachinag synformal anticline.

In the Lachinag synformal anticline, the motion of the Dochah Fault, akin to a sidewall motion, coupled with the low shear stress resistance at the base due to the presence of members E and G of the Qom Formation bordering the Upper Red Formation, resulted in stress transfer within the layers. This stress concentration caused the separation and forward thrust of layers at the end of the separation surface, ultimately forming folds and increasing stability at the end of the Dochah Fault. The plunge of the current fold which is approximately 30 degrees implies a rotation of about 130 degrees in a counterclockwise direction, as illustrated in Fig. 2. The Mil anticline was formed during the Eocene to the end of the Miocene (Fig. 2a). Subsequently, the Lachinag synformal anticline developed in the northern part of the Mil anticline during a period when the Dochah Fault was active with a right-lateral strike-slip motion. Later, a right-lateral shear zone formed between the detachment surface and the Dochah Fault (Fig. 2b). Afterward, a leftlateral strike-slip fault became active, resulting in the rotation of the Lachinag synformal anticline. Based on the structural cross-sections of this fold, the marl and evaporite units of the Qom Formation form an intermediate detachment surface which affects this folding deformation. The geometry of the Lachinag synformal box fold and the inclined sections in the limbs probably indicate the existence of an intermediate detachment surface at depth (member E of the Qom Formation) in the cross-sections. The rightlateral strike-slip motion of the Dochah Fault continued until the late Pliocene. However, due to the rotation of the Caspian Plate relative to the Eurasian Plate, the motion of the Dochah Fault changed from right-lateral to left-lateral strike-slip (Khodaparast et al., 2020a; Khodaparast et al., 2020b). During this transition, the Dochah Fault caused the Lachinag anticline to undergo a counterclockwise rotation around a pole axis (approximately 135 degrees), resulting in the formation of a synformal structure.

Conclusions

The development of the Lachinag anticline is due to the right-lateral strike-slip motion along the Dochah Fault zone during the Middle to Late Miocene epoch. This period prompted a counterclockwise rotation of the Lachinag anticline (estimated at 135 degrees) relative to the pole of the axial plane from the north. Subsequently, the anticline adopted a synformal structure. It is plausible that the more recent left-lateral strike-slip movement along the Dochah Fault corresponds to the clockwise rotation of the Caspian Plate. This tectonic shift likely exerts a shear force upon the northwest-southeast faults in the northcentral Iran and induces a minor reorientation. In this locale, the orientation of the Dochah Fault has a northeast-southwest trajectory.

References

- Berberian, M., King, G., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 18, 210-265.
- Fleuty, M., 1964. The Description of Folds. Proceedings Of The Geologists' Association 75, 461-492.
- Huber, H., 1976. Tectonic map of south-west Iran,Scale: 1: 250,000. National Iranian OilCompany.
- Huber, H., 1978. Tectonic map of North-Central Iran, Scale: 1: 250,000. National Iranian Oil Company.
- Khodaparast, S., Madanipour, S., Enkelmann, E., Nozaem, R., Hessami, K., 2020a. Fault inversion in Central Iran: Evidence of Post Pliocene intracontinental left lateral kinematics

at the northern Iranian Plateau margin. Journal of Geodynamics 140, 101784.

- Khodaparast, S., Madanipour, S., Nozaem, R., Hessami, K., 2020b. Structural evidence on strike slip kinematic inversion of the Kushk-E-Nosrat fault zone, Central Iran. Geopersia 10, 19-205,9p.
- Nogol-e-Sadate, M., 1985. Les Zones De Decrochements Et Les Vigrations Structurals En Iran, Consequences Des Resultants De Lanalyse Structurale De La Region De Qom, Translated In Persian. Geological Survey & Mineral Exploration of Iran., Report.
- Nogol-e-Sadat, M., 1991. Comprehensive geological studies of Guilan Province.

Methodology, Software, Formal analysis, Investigation, Resources, Data Curation,

Conceptualization, Validation, Writing - Review & Editing, Supervision, Project administration, Methodology, Software, Formal analysis, Investigation, Resources, Data Curation

Writing - Review & Editing, Validation, Formal

Writing - Review & Editing, Validation

Writing - Review & Editing, Validation

Writing - Review & Editing, Validation

Investigation, Resources, Data Curation

Writing - Original Draft

analysis, Data Curation

CRediT authorship contribution statement

Mohadese Ajami

Reza Nozaem

Saeed Madanipour

Vahid Tavakoli

Mohsen Eliassi

Saeed Haj Amini

Kosar Shadram

Governmental Office of Guilan Province, Rasht.

- Nogol-e-Sadat, M., 1993. 1: 1,000,000 Tectonic maps of Iran. Department of Iranian Geological Center, Tehran, Iran.
- Ramsay, J.G., 1967. Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill Book Company 568.
- Zamani, M., 2016b. Geological map of Mill, 1:25000, Geological Survey & Mineral Exploration of Iran.
- Zamani, M., 2016c. Geological map of Toqrud, 1:25000, Geological Survey & Mineral Exploration of Iran.



مقاله يژوهشي

دسترسی 뎡 آزاد

مجله علوم زمين خوارزمي Journal homepage https://gnf.khu.ac.ir



تكامل ساختاري تاقديس ناوگون لاچينگ در پايانه باختري گسل دوچاه، غرب استان قم، شمال ایران مرکزی

محدثه عجمى'، رضا نوزعيم'*، سعيد معدنى پور"، وحيد توكلى'، محسن الياسى^، سعيد حاج امينى'، كوثر شادرام^۷

۱. کارشناسی ارشد، دانشکده زمینشناسی، دانشکدگان علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

۲. استادیار، دانشکده زمین شناسی، دانشکدگان علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

۳. استادیار،گروه زمینشناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

۴. دانشیار، دانشکده زمینشناسی، دانشکدگان علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

۵. دانشیار، دانشکده زمینشناسی، دانشکدگان علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

۶. مربی، دانشکده زمینشناسی، دانشکدگان علوم، دانشگاه تهران، ایران

۷. کارشناسی ارشد، گروه زمینشناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

حكيده اطلاعات مقاله

تاريخچه مقاله دریافت: ۱۴۰۲/۰۳/۰۸ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۴/۱۴

واژه های کلیدی تاقديس ناوگون، لاچينگ، گسل دوچاه، سازند قم، ايران مركزي.



تاقدیس ناوگون لاچینگ در شمال باختر تاقدیس میل و منتهی الیه باختری گسل دوچاه در شمال ایران مرکزی واقع شده است. در این ناوگون عضوهای انتهایی سازند قم (عضو E و G) و سرخ بالایی و کنگلومرای پلیوسن با روند اثر سطح محوري شمال باختري- جنوب خاوري با ميل به سمت جنوب خاور چين خوردهاند و هندسه يک تاقديس ناوگون را نمایان میسازند. در این ناوگون لایههای شکلپذیر مارنی و گچی عضوهای E و G سازند قم در همبری با لایههای پرقوام کنگلومرا و ماسهسنگ از سازند سرخ بالایی قرار گرفتهاند. این همبری و اعمال فازهای دگرریختی سبب مهاجرت لایههای خمیری و افزایش ستبرای قابل توجه در نهشتههای مارنی-گچی سازند قم (به ویژه عضو E) گشته که در نتیجه حرکت جریانی لایههای با رفتار خمیری ضمن افزایش قابل توجه ضخامت آنها در محل لولای تاقدیس ناوگون لاچینگ، موجب برگشته شدن لایهها در پهلوهای این چین گشته است. در نهایت یک تاقدیس جعبهای با ماهیت برگشته و ناوفرم (synformal anticline box fold) حاصل شده است. بررسیهای ساختاری به عمل آمده روشن ساخت که تشکیل این چین ابتدا در اثر حرکت ترافشارشی راستبر و به موازات گسل دوچاه انجام شده و در بازه زمانی پسامیوسن و اعمال نیروی برشی راستالغز چپبر حول قطب صفحه محوری حدود ۱۳۵ درجه به صورت پادساعتگرد (با دید به سمت شمال) چرخیده و بصورت ناوفرم در آمده است. عامل ایجاد نیروی برشی چپبر شاید مرتبط با چرخش ساعتگرد ورقه خزر جنوبی و اعمال برش چپبر بر قسمتهای شمالی ایران مرکزی مانند آنچه در گسل کوشک نصرت مشاهده شده است، باشد.

DOI http://doi.org/10.22034/KJES.2023.9.1.102101

«نویسنده مسئول: رضا نوزعیم nozaem@ut.ac.ir

استناد به این مقاله: عجمی، م.، نوزعیم، ر.، معدنی پور، س.، توکلی، و.، الیاسی، م.، حاج امینی ، س.، شادرام، ک. (۱۴۰۲) تکامل ساختاری تاقدیس ناوگون لاچینگ در پایانه باختری گسل دوچاه، غرب استان قم، شمال ایران مرکزی، ایران. مجله علوم زمین خوارزمی. جلد ۹، شماره ۱، صفحه ۲۶۰ تا ۲۸۲. http://doi.org/10.22034/KJES.2023.9.1.102101



مقدمه

تنوع الگوی چینخوردگی در حوضه رسوبی قم، از جمله ویژگیهای ساختاری قابل توجه در منطقه است. حوضه قم دارای روند کلی شـمال باختر – جنوب خاور بوده و محدوده آن به صورت قراردادی از مدار ۳۵ درجه شمالی (شمال حوض سلطان) و تا مدار ۳۴ درجه شمالی (محدوده کاشان) در نظر گرفته شده است (Furrer and Soder, 1955). پستی و بلندی کف این حوضه توسط گسلهای مختلف کنترل شده است. حوضه قم در تقسیم بندی پهنههای ساختاری ایران، جزء گستره ایران مرکزی است (Stocklin, 1968). یهنه ایران مرکزی بخش مثلثی شکلی است که حد شــمالی آن به ارتفاعات البرز، حد جنوبي آن به يهنه مكران و حد غربي آن به رشته کوههای زگرس محدود می شود. در مورد حد شرقی این زون، بین زمینشناسان اختلافنظر است. به اعتقاد برخی زمین شناسان، بلوک لوت، یزد و طبس جزئی از یهنه ایران مرکزی است و برخی دیگر این بلوکها را ریزپهنههای جدا از ایران مرکزی میدانند (شکل ۱- a) Aghanabati, 2004; Rahimzadeh, 1997;) Nabavi, 1977; Nogol-e-Sadat, 1993; Stocklin, 1968). بربريان (Berberian, 1983) علت تشكيل حوضه رسوبی قم در پهنه ایران مرکزی را به فرورانش پوستهٔ اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قارهای ایران مرکزی در زمان الیگو – میوسن نسبت داده است. بر اساس مطالعات چینهشناسی و رسوبشناسی سنوزوئیک حوضه قم تاکنون، سه مجموعه رسوبی مشخص در حوضه قم قابل تشخيص است. اين محدوده داراي عناصر ساختاری متعدد شامل تاقدیسها و ناودیسهای بزرگ مقیاس است. به ویژه مجموعه چین خورده و گسلیده دوچاه-کمرکوه که از دیدگاه زمینشناسی ساختاری بسیار

جالب توجه است. از چینهای مهم و تقریبا ناشناخته منطقه می توان به تاقدیس ناوگون لاچینگ در شمال باختر تاقدیس میل اشاره کرد (شکل۱-b). پهنه گسلی دوچاه با راستای خاوری-باختری به طول ۷۱ کیلومتر، در جنوب کوههای دوچاه و شمال کوه یزدان قرار دارد (Nogol-e-Sadate, 1985). در نتيجه فعاليت اين گسل، تاقدیس دوچاه از ناودیس یزدان جدا شده و یال جنوبی آن از بین رفته است. مجموعه چینخورده لاچینگ در پایانه گسل دوچاه و در نهشتههای سازندهای قم و سرخ بالایی با کوتاهشدگی در گستره میان گسلهای قم و ایندس شکل گرفتهاند. در هسته این مجموعه چینخورده، لایههای مارنی عضو E سازند قم به صورت بر گشته بر روی عضو G و سازند سرخ بالایی قرار گرفتهاند (شکل c-۱). بررسی اولیه گستره نشان میدهد این چین از نوع چینهای جدایشی بوده و دارای یک سطح فراکنش تبخیری در زیر سازند سرخ بالایی است. افزون بر آن، ساختارهای رسوبی همزمان با چینخوردگی نشان میدهد این چینها همزمان با نهشته شدن سازند سرخ بالایی نیز فعال بودهاند. در طی این پژوهش با توجه به برداشتهای میدانی از چین خوردگی لاچینگ و ترکیب این اطلاعات با بررسیهای دورسنجی، تلاش شده است هندسه و چینهشناسی مکانیکی این چین و وجود یک سطح فراکنش تبخیری در زیر چین مورد بررسی قرار گرفته و تأثیر آن بر ویژگیهای چینخوردگی شناسایی شود. علاوهبر آن تلاش شده است تأثير اندر كنش لايههاي مارني با چینخوردگی بررسی شده و دگرریختیهای همزمان با رسوبگذاری نهشتههای سنوزوییک مورد بررسی قرار گیرد. بر اساس برخی مطالعات (Zamani, 2016a;) Zamani, 2016c)، پهنه گسلی دوچاه به صورت پهنه گسلی با حرکت راندگی و امتدادی راستبر معرفی

شدهاست (Emami, 1991; Nogol-e-Sadat, 1993). اما شواهد صحرایی موجود در منطقه مانند موقعیت فضایی اثر سطح محوری و محور چینهای میل و لاچینگ و نوع خمش پهلوهای جنوبی آنها میتواند شاهدی قابل تأمل بر فرانهادگی حرکت چپبر جوانتر در گسل دوچاه باشد که این امر در نقشههای زمینشناسی ۲۵۰۰۰۰منطقه (Zamani, 2016a; Zamani, 2016c) نیز عنوان شده است. هدف از این یژوهش بررسی علت ستبرشدن و

افزایش ستبرای سازند قم در بخش شمال باختری تاقدیس میل و نحوه تشکیل چین ناوگون لاچینگ است. در ادامه، برای مشخص شدن اثر سطح جدایشی بر تشکیل ساختارها در انتهای شمال باختری تاقدیس میل، از مطالعات و نتایج آزمایشهای تجربی پیشین استفاده شده است. در ادامه به شرح کلی این آزمایشها و بررسی نتایج آنها پرداخته شده است.



شکل ۱- a) زونهای ساختاری اصلی ایران. مستطیل نشاندهنده موقعیت منطقه موردمطالعه در ایران مرکزی است. b) موقعیت جغرافیایی گسل دوچاه و تاقدیس میل.

Fig. 1. a) Main structural zone of Iran. The rectangle shows the location of the study area in Central Iran. b) Location of the Dochah Fault and the Mil anticline.

رسوبات چینخورده الیگوسن- نئوژن، پهنههای نمکی	جایگاه زمینساختی و چینهشناسی
(پلایا) و گنبدهای نمکی تشکیل شده است (Huber,	پهنه زمینساختی ایران مرکزی، یک پهنه مثلثی
1976, 1978) . حوضه رسوبی ایران مرکزی در بخشهای	شکل است که نمای امروزی آن از رخنمونهای وسیعی از

باختری، به زیرحوضههای مجزایی تقسیم می شود که توسط مجموعههای ماگمایی ائوسن احاطه شدهاند. قسمت باختری حوضه ایران مرکزی، دربردارنده زیرحوضههای قم- ساوه و کاشان است. علت تشکیل حوضه رسوبی قم در قسمت شمالی ایران مرکزی را به فرورانش پوسته اقیانوسی (اقیانوس نئوتتیس) به زیر پوسته قارهای (جنوب باختر ایران مرکزی) در انتهای Berberian and King, کرتاسه نسبت میدهند (1981). یکی از پیامدهای مهم این فرورانش و برخورد، تشکیل حوضه جلوی کمان (حوضه اصفهان-سیرجان) و حوضه یشت کمان (حوضه قم) ورقه ایران مرکزی در



شكل۲ - ستون چينهشناسی به همراه تغييرات ستبرای سازند قرمز پايينی، سازند قرم و سازند قرمز فوقانی در محدوده غرب قم (Khodaparast et al., 2020a; Khodaparast et al., 2020b; Nogol-e-Sadate, 1985; Vahdati Daneshmand, 1976). Fig. 2. Stratigraphic column along with the thickness changes of the Lower Red Formation, Qom Formation, and Upper Red Formation in the west of Qom (Khodaparast et al., 2020a; Khodaparast et al., 2020b; Nogol-e-Sadate, 1985; Vahdati Daneshmand, 1976).

برای پی بردن بــه روند تکاملی حوضه قم، باید تمام فازهای اصلی تکاملی مورد بررسی قرار گیرد. هر یک از

صورت نهشتههای رسوبی بزرگ مقیاس بررسی میشوند (شکل ۳). سازند قم، شامل واحد سنگ آهک ماسهای، سنگ آهک، مارن و گچ و سازند سرخ بالایی، شامل لایههای کنگلومرا و ماسهسنگ است. با توجه به چینهشناسی مکانیکی سازندها، اختلاف رئولوژی زیادی در واحدهای سنگی همبری سازند قم با سازند سرخ بالایی

در این منطقه بوجود آمده است. تاقدیس ناوگون لاچینگ در شمال باختری تاقدیس میل، متشکل از عضوهای انتهایی سازند قم (عضو E و G)، سازند سرخ بالایی و کنگلومرای پلیوسن با راستای اثر سطح محوری شمال باختر- جنوب خاور در شمال باختر تاقدیس میل قرار گرفته است.



Khodaparast et al., 2020a;) شكل٣- ستون تكتنواستراتيگرافی منطقه دوچاه و تغييرات ضخامت سازند قم در منطقه ميل و لاچينگ (Khodaparast et al., 2020b; Mohammadi et al., 2011; Nogol-e-Sadate, 1985; Vahdati Daneshmand, 1976
Fig. 3. Tectonostratigraphic column of the Dochah area and the thickness changes of the Qom Formation in the Mil and Lachinag areas (Khodaparast et al., 2020a; Khodaparast et al., 2020b; Mohammadi et al., 2011; Nogol-e-Sadate, 1985; Vahdati Daneshmand, 1976).

زمینشناسی، ترسیم شده و سه برش ساختاری توصیفی (Interpretive Cross Section) ارائه گردید. برداشتهای صحرایی صورت گرفته در منطقه مورد مطالعه به طور عمده از محلهای قابل دسترس بوده است و در بخشهای غیر قابل دسترس از اطلاعات نقشههای زمینشناسی موجود (, Emami, 1991; Zamani, 1991; زمینشناسی موجود (, 2016c; Nogol-e-Sadat, 1993)، تصاویر ماهوارهای و مدل رقومی ارتفاعی محدوده کمک گرفته شده است. تاقدیس ناوگون لاچینگ متشکل از

هندسه ساختاري ناوگون لاچينگ

در این پژوهش به منظور مطالعه تغییرات با کمک بررسی نقشههای زمینشناسی موجود و تصاویر ماهوارهای، مسیرهای پیمایش تعیین شد و با انجام عملیات صحرایی به مدت ۱۷ روز در سبک ساختاری، چینخوردگی و سطوح فراکنش عامل دگرریختی، عناصر ساختاری نظیر لایهبندی، گسلها و چینخوردگیهای منطقه، بررسی و اندازهگیری شد. سپس نقشه منطقه مورد مطالعه با تلفیق و تجزیه و تحلیل دادههای صحرایی و عضوهای انتهایی سازند قم (عضو E و G)، سازند سرخ شمال باختر- جنوب خاور در شمال باختر تاقدیس میل بالایی و کنگلومرای پلیوسن با راستای اثر سطح محوری قرار گرفته است.



شکل ۴-a) موقعیت محورهای چینخوردگی لاچینگ b) برشهای ساختاری (مخففها و رنگها همانند شکل ۱ است). Fig. 4. a) Location of the Lachinag fold axis surface. b) the structural cross-sections (abbreviations and colors as in Fig. 1).

به طور کلی با در نظر گرفتن سازندهای قدیمی تر در مرکز چین و سازندهای جوان تر در حاشیه آن، در اثر اختلاف مقاومت و گرانروی میان مواد کم مقاوم (مارن و تبخیریها) با واحدهای رسوبی پیرامون در این بخش، fold چین جعبهای تشکیل شده است. چین جعبهای (fold چین جعبهای تشکیل شده است. چین جعبهای (box گسترش پیدا کرده و در ژرفای تقریبی ۱ تا ۲ کیلومتر، یک دسته از لایههای با قوام پایین را تحت تأثیر قرار داده است. این چین دارای سه محور است، که شیب لایهبندی

طی بررسیهای صحرایی صورت گرفته در این ناحیه، مشخص شد که توالی رسوبی سازندهها به شکل یک مجموعه برگشته قرار دارد. به صورتی که عضو G سازند قم با شیب به سمت جنوب بر روی عضوهای جوان تر سازند قم قرار گرفته است. هسته این مجموعه چین خورده در سطح رخنمون ندارد و توسط رسوبات آبرفتی منطقه و باطلههای معدنی پوشیده شده است اما با توجه به توالی لایههای قدیمی تر سازند قم در هسته واقع قرار گرفته اند.

در مرکز (یهلو میانی) بین ۷۵ تا ۸۰ درجه است. اما در یالها شیب کمتر بوده و در حدود ۳۵ تا ۵۰ درجه است. به اینصورت که در پهلوی شمالی ۴۰ تا ۵۰ درجه و در یهلوی جنوبی بین ۳۵ تا ۴۷ درجه اندازه گیری شده است. جهت شیب لایهبندی در پهلوی میانی و پهلوی شمالی به سمت جنوب بوده و در پهلوی جنوبی به سمت شمال است (شکل ۴). این مجموعه چینخورده در انتهای باختری گسل دوچاه، تحت تأثير حركات امتدادلغز راستبر و چپبر قرار گرفته و خم شده است. برشهای ساختاری به منظور اندازه گیری پارامترهای مربوط به سطوح چین و نمودارهای استریوگرافیک چینها با کمک اطلاعات به دست آمده از منطقه تهیه شدهاست. بر پایه این محاسبات مى توان بيان نمود كه تاقديس ناوگون لاچينگ از نوع چینهای غیر استوانهای است. با توجه به طول و شیب متفاوت يالها و عدم تقارن يالها نسبت به لولاها و همچنین بر پایه وضعیت لایهبندی در یالهای شمالی و جنوبی ناوگون لاچینگ در برشها، مشخص می گردد که ناوگون لاچینگ به طور کلی نامتقارن بوده و دارای یال های کم شیب برگشته است. تمامی ترسیمهای انجام شده برای اندازه گیری پارامترهای هندسی بر روی افق مرجع (سازند قم) در برش ساختاری ترسیم شده است. بر اساس برش ساختاری و اندازه گیری پارامترهای مربوط به یک سطح چین خورده (شکل ۵)، جدول ۱ تهیه شده است. جدول ۱ مقادیر برآورد شده برای زاویه بین یالی (Interlimd angle) و زاویه چینخوردگی (Interlimd

angle) این مجموعه چینخورده را از نظر فشردگی به عنوان چینهای بسته نشان میدهد. در جدول ۱ محاسبات لازم برای توصیف خمیدگی نسبی چین از نظر پخششدگی (Bluntness) در برش عرضی ساختاری ترسیم شده، نشان داده است. اثر سطح محوری این چینخوردگی با هندسه خمیده حدود ۴۳۰ متر طول دارد و پهنای ناوگون لاچینگ به طور متوسط یک کیلومتر میباشد. موقعیت صفحه محوری بدست آمده از تصاویر استریوگرافی دارای موقعیت ۸۲، ۲۵۰ با جهت شیب سمت جنوب باختری میباشد. موقعیت دو محور دیگر به ترتیب شیب به سمت جنوب باختری است. بر مبنای زاویه بین شیب به سمت جنوب باختری است. بر مبنای زاویه بین یالی در برشهای مختلف (جدول ۱) ناوگون لاچینگ در تقسیم بندی فلوتی (Fleuty, 1964) در رده چینهای بسته قرار میگیرد.

بر روی یال شمالی ناوگون لاچینگ در بخش شمال خاوری لاچینگ، چینهای محلی با راستای مشابه چینخوردگی اصلی دیده میشود. این چینخوردگیها در واحدهای انیدریتی (عضو G سازند قم) محصور میان واحدهای ماسهسنگی تشکیل شده است.

زاویه میل محور این مجموعه از ریزچینها حدود ۲۰ تا ۳۵ درجه و شیب صفحه محوری بین ۷۵ تا ۸۶ درجه اندازه گیری شده است. این موقعیت صفحه محوری و اثر سطح محوری این ریز چینها با موقعیت ناو گون لاچینگ همخوانی بسیار خوبی دارد.

Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-05-12]

جدول ۱- ترسیمهای انجام شده برای اندازهگیری پارامترهای هندسی بر روی افق مرجع (سازند قم) در برشهای ساختاری ترسیم شده.
Table 1- Drawings to measure the geometrical parameters on the reference horizon (Qom Formation) in the
structural cross-sections.

نام برش ساختاری					
cc'	bb'	aa'	فندسى	هشخصات و پارلمترهای هندسی	
		ларования страна	شاخص های هندسی چین خورد ^ت ی		
25	18	15	(ا) زاویه هیان یالی به درجه		
100	98	70	(φ) زلویه چین خورد کی به درجه		
عتسب	بسته	بسته	(T) فشرد کی		
80	75	80	(٦) زلویه تمایل به درجه		
نامتقارن	ناهتقارن	ناهتقارن	تقارن		
غير استولنهای	غير استواندای	غير استوائهای	Cylindricty		
2	2.4	2	R		
0.3	0.2	0.3	L	(p) نسبت ابعادی	
كوتاه	كوتاه	كوتاه	دسته بندی		
1.5	0.3	0.5	rc	(b) تندی چین	
0.45	0.2	0.25	ro		
2.7	1.5	2	rc/ro		
نيهه گردشده	نيمه گردشده	نیهه گردشده	دسته بندی		
35	42	40	α	طبقه بندی چین خورد گی بر اساس (نسبت ضخامت یال ها و مینققه لولا) Ramsay and Huber (1987)	
0.8	0.45	0.5	limb west t'a		
0.65	0.7	0.8	limb west T'a		
class3	class3	class3	دسته بندی		
40	48	37	α		
0.5	0.5	0.3	limb east t'a		
0.8	0.6	0.4	limb east T'a		
class3	class3	class3	دسته بندی		
350/80SW	077/85NE	345/83NW	سطح محوری چین خورد گئ		
148/15	065/37	176/30	هوقمیت فضایی محور چین خورد گی		
class 1B	class3	class 3	طبقه بندی رمزی (براساس خطوط همشیب)		
بسته	بسته	ېستە	طبقہ بندی فلوتی (ہر لسامن زلویہ بین یالی)		
پلانژ هلايم	يلانژ هلايم	پلانڅ هلايم	طبقه بندی فلوتی بر اسامن شیب سطح محوری و شیب محور		
The solution of the solution o	- Julian Na a kang	- Constanting - Constanting	تصوير استريو گرافئ		



شکل ۵- طبقهبندی چینها. a) طبقهبندی زاویه بین یالی (Fleuty, 1964). هندسه چینها روی دیاگرام L -R نشان داده شده است. b) دیاگرام اقتباسی از طبقهبندی هودلستون (Hudleston, 1973). شکل چین بوسیله پارامترهای L و R مشخص شده است. c و d) طبقهبندی هندسی چینها (Ramsay, 1967). نمودار سمت چپ براساس a't و نمودار سمت راست براساس T'a. نقاط مشخص شده است. e) ترسیم نوع چینها براساس زاویه میل محور و شیب سطح محوری چین.

Fig. 5. Classification of the folds. a) Classification of the interlimb angle (Fleuty, 1964). Geometry of the folds is shown on the LR diagram. b) The diagram adopted from Hudleston's classification (Hudleston, 1973). The shape of the fold is marked by L and R. c and d) Geometric classification of the folds (Ramsey, 1967). The points are marked in the left diagram of t'a and the right diagram of T'a. e) Fold types based on the trend of the axis plane and the dip of the axis surface of the fold.



شکل۶- a) نمایی کلی از ریزچینهای واحد تبخیری عضو G سازند قم. b و c) تصویر استریوگرافیک چینها در واحد تبخیری. d) نمایی کلی از چینهای موجود در واحد تبخیری و تصاویر استریوگرافیکی محور آنها.

Fig. 6. a) General view of the drag folds of the evaporite unit of the member G of the Qom Formation. b and c) Stereographic diagrams of the folds in the evaporite unit. d) General view of the folds in the evaporite unit and their stereographic images.

گسلهای با روند N50E

اینها شامل گسلهای RF1 تا RF1 هستند که روندی حدود ۶۰ درجه با روند گسل دوچاه زاویه می سازند و شیب آنها به سمت شمال باختر یا جنوب خاور است. سازوکار این دسته گسلها راستبر با مؤلفه معکوس تحلیل شده است. شدت این گسل خوردگیها در یال جنوبی ناوگون لاچینگ بیشتر از یال شمالی است. تمرکز افزایش ستبرای واحدهای مارنی و چین خوردگیهای محلی در این منطقه، نشان دهنده تنش محلی در انتهای جنوب باختری گسل دوچاه است. گسلهای RF1 تا RF17 به صورت تأخیری یالهای ناوگون لاچینگ را قطع کرده و سبب جابه جا شدن لایهها شدهاند.

هندسه ساختاری گسلهای منطقه

در منطقه مورد مطالعه ۳۰ گسل با روندها و طول متفاوت از چندین متر تا چندین کیلومتر برداشت شده است. در یال شمالی ناوگون لاچینگ، گسلهای فراوان با راستای متنوع و سازوکار امتدادلغز و راندگی دیده میشود که تعداد این گسلها در یالهای ناوگون لاچینگ، افزایش یافتهاست. با توجه به این که گسلهای یاد شده، چینهای محلی را متأثر و جابهجا کردهاند، جوان تر از آنها هستند. نمودار گلسرخی از روند این گسلها نشان میدهد که گسلهای دارای دو روند عمومیN50E, N259 از فراوانی بیشتری برخوردارند. در این بخش براساس اهمیت



شکل ۷- a) تصویر استریوگرافی گسلهای برداشت شده در ناوگون لاچینگ. روش برداشت گسلها در این مطالعه به روش RHR است. b) تصویر کنتوردیاگرام گسلهای برداشت شده از ناوگون لاچینگ. c) نمودار فراوانی زاویه شیب صفحه گسلی برداشت شده. d) نمودار فراوانی زاویه ریک خش لغزها و تصویر کنتوردیاگرام خش لغزها.

Fig. 7. a) Stereographic image of the faults measured in the Lachinag area. In this study, the RHR method was used to measure the faults. b) Contour diagram of the faults measured in the Lachinag area. c) Frequency diagram of the dip angles of the measured fault plane. d) Frequency diagram of the rake angle of slickenlines and their contour diagrams.

صورت عرضی ناوگون لاچینگ را قطع کردهاند. این گسلها نسبت به چینخوردگیهای محلی، جوان تر هستند و سبب افزایش ستبرا در واحدهای سنگی سازند قم و چینخوردگی آن شدهاند. ناوگون لاچینگ به شدت گسلخورده است. شواهدی از حرکت شیبی این گسل گسلهای با روند N250

شامل گسلهای RF18 تا RF30 بوده و روند آنها تقریباً بر روند گسل دوچاه عمود است. شیب این گسلها به سمت جنوب باختر یا شمال خاور است. سازوکار این دسته گسلها چپبر تحلیل شده است. این گسلها به

برداشت نشده است و بنابراین سازوکار این گسل چپبر

مىباشد.



شکل ۸- ۵) نمای کلی از یکی از گسلهای امتدادی لاچینگ با سازوکار راستبر و تصویر استریوگرافیک گسلهای برداشت شده. b) صفحه گسلی با سازوکار راستبر به همراه خش لغز آن. c) گسلهای امتدادی لاچینگ با سازوکار راستبر و تصویر استریوگرافیک گسلهای برداشت شده. d) صفحه گسلی با سازوکار راستبر به همراه خش لغز آن. e) گسلهای امتدادی لاچینگ با سازوکار راستبر و تصویر استریوگرافیک گسلهای برداشت شده. f) صفحه گسلی با سازوکار راستبر به همراه خش لغز آن. e) تصویر این این از ی

Fig. 8. a) General view of one of the Lachinag extensional faults with a right-lateral strike-slip mechanism along with the stereographic image of the measured faults. b) A fault plane with a right-lateral strike-slip mechanism along with its slickenline. c) The Lachinag extensional faults with a right-lateral strike-slip mechanism as well as the stereographic image of the measured faults. d) A fault plane with a right-lateral strike-slip mechanism along with its slickenline. e) The Lachinag extensional faults with a right-lateral strike-slip mechanism as well as the stereographic image of the measured faults. f) A fault plane with a right-lateral strike-slip mechanism as well as the stereographic image of the measured faults. f) A fault plane with a right-lateral strike-slip mechanism along with its slickenline. g) Stereographic image of the right lateral strike-slip faults in the region.



شکل ۹- زون گسلی لاچینگ. a) تصویر ماهوارهای از زون گسلی لاچینگ. b) نمای کلی از زون گسلی لاچینگ با نگاه به سمت باختر. c) نمایی از گسل لاچینگ با نگاه به سمت باختر به همراه موقعیت خش لغزها. d) صفحه گسلی لاچینگ به همراه تصویر استریوگرافی گسل برداشت شده.

Fig. 9. The Lachinag fault zone. a) Satellite image of the Lachinag fault zone. b) General view of the Lachinag fault zone from the west. c) A view of the Lachinag fault from the west along with the location of the slickenlines. d) The Lachinag fault plane along with the stereographic image of the measured fault.

بحث

ستبرا و لایههای شکننده به شکل پذیر کنترل می شوند (Bahroudi, 2003). دو نوع مقاومت تنش برشی تعریف شده است (;Bahroudi, 2002) تنش برش افقی که در بشده است (;Vendeville, 1991) الف) تنش برش افقی که در بخش زیرین به صورت پوشش عمل می کند و با حرکت در بالای سطح جدایشی با اصطکاک بالا و یا سرخوردن بر روی لایه جدایشی چگال همراه است. پهنای محدوده تغییرشکل به بزرگی این تنش برشی بستگی دارد. ب) تنش برشی جانبی که در طول مرزهای جانبی (به صورت موازی با حرکت) عمل می کند و همانند مورد قبل در

مقابل پیشروی تغییر شکل در پوشش شکننده به سوی جلو مقاومت می کند. بنابراین زیاد بودن هر دو نوع تنش برشی موجب تمرکز تنش فشاری و در نتیجه تمرکز تغییر شکل در ابتدای کمربندهای چین خورده- رانده و انتشار نیافتن آن به سمت جلو می شود. با کاهش تنش برشی قاعدهای، تأثیر تنش برشی جانبی به طور قابل توجهي افزايش پيدا مي كند (Bahroudi, 2003; Costa) and Vendeville, 2004). در تمام آزمایشات تجربی انجام شده ملاحظه گردید که در لایههای روی سطح جدایشی چگال، به دلیل انتقال تنش به جلوتر، ساختارها با فاصله بیشتری از سمت اعمال نیرو نسبت به لایههای روی سطح جدایشی با اصطکاک بالا تشکیل می شوند. همچنین چینهای تشکیل شده در لایههای روی سطح جدایشی چگال متقارن هستند. اگر هر دو تنش برشی قاعدهای و جانبی را کاهش دهیم، تنش تراکمی بیشینه به طور مؤثر میتواند بدون تشکیل چین، در سرتاسر پوشش شکننده به جلو منتقل شود؛ تا جایی که به انتهای لایه جدایشی چگال برسد و در آنجا چینها و راندگیها در پوشش شکننده تشکیل شوند (Costa and Vendeville, 2004). در پهنههای برشی ایجاد شده در گسلهای امتدادلغز، با توجه به پرشیب بودن گسلها، حرکت امتدادلغز گسل همانند دیواره جانبی در حال حرکت در آزمایش وندویل (Vendeville, 1991) عمل می کند و تنش برشی به سمت جلو ایجاد می کند. این کار باعث مساعد شدن عامل تنش برشی در دیواره برای انتقال چین به جلو می شود. بنابراین تنها عامل دوم یعنی وجود سطح جدایشی چگال با اصطکاک کم در قاعده، برای انتقال چین نیاز است. در تاقدیس ناوگون لاچینگ حرکت چپبر گسل دوچاه (مانند عملکرد حرکت دیواره جانبی) و پایین بودن میزان مقاومت تنش برشی در قاعده به دلیل

حضور عضو E و G سازند قم در مرز سازند سرخ بالایی و اختلاف رئولوژی این دو سازند، موجب انتقال تنش به سمت جلو بدون تشکیل چین در لایهها، تمرکز تنش در پایان سطح جدایش و در نتیجه تشکیل چینها و افزایش ستبرای واحدها در انتهای گسل دوچاه شده است. با توجه به زاویه میل فعلی این چین که در حدود ۳۰ درجه است، میزان چرخش این چین در حدود ۱۳۰ درجه و به صورت پادساعت گرد بر آورد می شود. این مدل به صورت ساده در شکل ۴ نشان داده شده است.

ترتیب زمانی تشکیل چینهای محلی از قدیم به جدید، از چین شماره ۱ در انتهای باختری تاقدیس میل (چین شماره۱) است. سطح جدایشی که ساختارهای یادشده در واحدهای سازند قم را از لایههای مستقیم و چین خورده سازند سرخ بالایی جدا می کند، در شکل ۱۰ – a تا ۲۰ –c با رنگ سبز مشخص شده است. تاقدیس میل در زمان ائوسن تا پایان میوسن تشکیل شده (شکل ۱۰ – a) و سپس ناوگون لاچینگ در بخش شمالی تاقدیس میل در زمانی که گسل دوچاه بهصورت راستالغز راستبر فعال بودهاست ایجاد شدهاست؛ ناوگون لاچینگ به وجود آمده (شکل ۱۰ -b). پس از این مرحله گسل چپبر با حرکت چیره امتدادلغز چپبر فعال می شود و سبب چرخش ناوگون لاچینگ می شود. با توجه به برشهای ساختاری ترسیم شده از ناوگون لاچینگ، واحدهای مارنی و تبخیریهای سازند قم یک سطح فراکنش میانی را شکل میدهد و این چینخوردگی را تحت تأثير قرار مىدهد. هندسه چينخوردگى جعبهاى ناوگون لاچینگ و بخشهای شیبدار یالها در عمق، به پیشبینی یک سطح فراکنش میانی در عمق (عضو E سازند قم) در برشها منجر شده است. کشش و باز شدگی

در محل پله شدگی گسلهای قم و اندیس، فرصتی را برای بیرون آمدن مواد آتشفشانی از اعماق فراهم کرده است.



شکل ۱۰ – a) نقشه زمینشناسی منطقه و افزایش ضخامت عضو E سازند قم در دماغه تاقدیس میل نسبت به پهلوی شمالی. b) مدل شماتیک از چرخش چین لاچینگ. تبدیل به تاقدیس (مرحله ۱)، تبدیل از تاقدیس به تاقدیس قائم (مرحله ۲) و تبدیل از تاقدیس قائم به تاقدیس ناوگون (مرحله ۳). c) برش ساختاری از تاقدیس میل– دوچاه و تاقگون لاچینگ.

Fig. 10. a) Geological map of the region showing the increase in the thickness of member E of the Qom Formation at the tip of the Mil anticline towards the north. b) Schematic model of the rotation of the Lachinag anticline showing transformation of sedimentary layers into an anticline (step 1), transformation of anticline into a vertical anticline (step 2), and transformation of the vertical anticline into a synformal anticline (step 3). c) Structural section of the Mil-Dochah anticline and the Lachinag synformal anticline.

این حرکت تا اواخر پلیوسن ادامه داشته است. اما با توجه به چرخش ورقه کاسپین نسبت به ورقه اوراسیا حرکت چپبر بر روی حرکت راستبر کپی میشود (Khodaparast et al., 2020a; Khodaparast et al., 2020b. طی حرکات برشی چپبر گسل دوچاه چینخوردگی لاچینگ دچار یک چرخش پاد ساعت گرد، حول قطب صفحه محوری (حدود ۱۳۵ درجه) میشود و به صورت یک تاقدیس ناوگون در میآید. در بازه زمانی الیگوسن تا پلیوسن اثری از فعالیت گسل دوچاه دیده نمیشود، اما در اواخر پلیوسن بر اثر حرکت برشی راستبر گسل دوچاه در قسمت انتهایی گسل دوچاه یک تنش برشی محلی به وجود میآید که این تنش برشی حاصل حضور لایههای الاستیک جدایشی در بین سازند قم و سازند قرمز بالایی (واحدهای گچی و مارنی سازند قم (عضو E و 0)) است، لایه های سازند قم در این محل ضمن ضخیم شدن چینخوردهاند و تاقدیس لاچینگ را به وجود آوردهاند. در اثر این پدیده، چینهای محلی با سطح محوری مشابه با تاقدیس لاچینگ ایجاد شدهاند. شکل ناوگون به آن داده است. حرکت چپبر فرانهاده شده بر روی حرکت راستبر قدیمی احتمالاً مرتبط با چرخش ساعتگرد ورقه کاسپین و اعمال نیروی برشی چپبر بر گسلهای خاوری-باختری شمال ایران مرکزی بوده است. احتمالا با توجه به روند گسل دو چاه (خاوری- باختری) در این منطقه نیز این نیرو برشی اعمال شده است و سبب تغییر مکانیسم گسل دوچاه از راستگرد به چپگرد گردیده است.

References

- Aghanabati, S. A., 2004. Geology of Iran. Geological survey and mineral exploration of Iran, Tehran. 586p. In Persian.
- Bahroudi, A., 2003. The effect of mechanical characteristics of basal decollement and basements on deformation of the Zagros Basin. Doctoral dissertation, Uppsala University Library.
- Berberian, M., 1983. Continental deformation in the Iranian Plateau. 52, 625p. Geological survey of Iran.
- Berberian, M., King, G., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 18, 210-265.
- Costa, E., Vendeville, B., 2002. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic décollement. Journal of Structural Geology 24, 1729-1739.
- Costa, E., Vendeville, B., 2004. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic décollement: Reply to comments by Hemin Koyi and James Cotton. Journal of Structural Geology 11, 2141-2143.
- Emami, M.H.A., J., 1991. Geology map of Qom. Geological Survey Of Iran.
- Fleuty, M., 1964. The description of folds. Proceedings of the Geologists' Association 75, 461-492.
- Furrer, M., Soder, P., 1955. The Oligo-Miocene marine formation in the Qom region (Iran), 4th World Petroleum Congress. Onepetro.
- Huber, H., 1976. Tectonic map of south-west Iran, Scale: 1: 250,000. National Iranian Oil Company.

نتيجهگيرى

تشکیل تاقدیس لاچینگ مرتبط با حرکت ترافشارشی راستبر پهنه گسلی دو چاه در بازه زمانی میوسن میانی-پسین میباشد. حرکت امتدادلغز چپبر گسل دو چاه در زمان پسامیوسن موجب چرخش تاقدیس لاچینگ به میزان تقریبی ۱۳۵ درجه حول قطب صفحه محوری (به صورت پادساعت گرد با دید به سمت شمال) گشته و نهایتاً

- Huber, H., 1978. Tectonic map of North-Central Iran, Scale: 1: 250,000. National Iranian Oil Company.
- Hudleston, P., 1973. Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. Tectonophysics 16, 1-46.
- Jackson, M., Cornelius, R., Craig, C., Gansser, A., Stocklin, J., Talbot, C., 1990. Salt diapirs of the Great Kavir, Central Iran.
- Khodaparast, S., Madanipour, S., Enkelmann, E., Nozaem, R., Hessami, K., 2020a. Fault inversion in Central Iran: Evidence of post Pliocene intracontinental left lateral kinematics at the northern Iranian Plateau margin. Journal of Geodynamics 140, 101784.
- Khodaparast, S., Madanipour, S., Nozaem, R., Hessami, K., 2020b. Structural evidence on strike slip kinematic inversion of the Kushk-E-Nosrat fault zone, Central Iran. Geopersia 10, 19-205,9p.
- Mohammadi, E., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., Vaziri, M.-R., Ghaedi, M., 2011. Microfacies analysis and paleoenviornmental interpretation of the Qom Formation, South of Kashan, Central Iran. Carbonates and Evaporites 26, 255-271.
- Nabavi, M.H., 1976. A Treatise on the geology of Iran. Geological Organization of Iran.
- Nogol-e-Sadate, M., 1985. Les Zones De Decrochements Et Les Vigrations Structurals En Iran, Consequences Des Resultants De Lanalyse Structurale De La Region De Qom, Translated In Persian. Geological Survey & Mineral Exploration of Iran., Report.
- Nogol-e-Sadat, M., 1991. Comprehensive geological studies of Guilan Province. Governmental Office of Guilan Province, Rasht.

- Nogol-e-Sadat, M., 1993. 1: 1,000,000 Tectonic maps of Iran. Department of Iranian Geological Center, Tehran, Iran.
- Rahimzadeh, F., 1994. Geology of Iran, Oligocene, Miocene, Pliocene Geological Plan of the Book, Number 12, the Ministry of Mines and Metals, the Country's Geological Survey, p. 311.
- Ramsay, J.G., 1967. Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill Book Company 568.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review. AAPG Bulletin 52, 1229-1258.
- Vahdati Daneshmand, F., 1976. Survey of geology and petrology of Dakhan region (75 km west of Saveh), Faculty of Sciences. University of Tehran.

- Vendeville, B., 1991. Thin-skinned compressional structures above frictional-plastic and viscous décollement layers, Geological Society of America, Abstracts With Programs, P. A423.
- Zamani, M., 2016a. Geological map of Mazraeh-Qeshlaq, 1:25000, Geological Survey & Mineral Exploration of Iran.
- Zamani, M., 2016b. Geological map of Mill, 1:25000, Geological Survey & Mineral Exploration of Iran.
- Zamani, M., 2016c. Geological map of Toqrud, 1:25000, Geological Survey & Mineral Exploration of Iran.
- Zhu, Y., Qi, Y., Zhang, B., Yang, H., HE, C., Wang, S., Zhou, W., Zhu, Q., Li, Z., 2007. Revision of the age of the Qom Formation in the Central Iran basin, Iran. Journal of Asian Earth Sciences 29, 715-721.