

CHAPITRE III

CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Dans l'Ouest asiatique, les montagnes de l'Alborz (STÖCKLIN, 1974, fig. 1 et 4) forment la partie septentrionale de la chaîne alpine himalayenne.

Elles appartiennent à la marge Nord des chaînes téthysiennes, celles-ci se rapportant à un bloc intermédiaire d'environ 10 000 km de large, entre l'Eurasie (bouclier ukrainien, bloc de Touran) et le bloc arabo-africain. Outre l'Alborz, le Petit Caucase¹ et les Pontides en Turquie, massifs qui rejoignent l'Hindu-Kush par le Pamir, sont liés à sa bordure septentrionale. Les chaînes de bordure méridionales sont représentées par le Zagros, le Taurus, le Makran, les massifs baloutches et les chaînes afghano-pakistanaïses.

Par sa lisière septentrionale, l'Alborz apparaît comme une chaîne de bordure, en lisière du bloc caspien représenté par la plaine côtière quaternaire. Par contre, sa limite méridionale est tout à fait arbitraire.

1. ZONES STRUCTURALES

La chaîne de l'Alborz comporte six zones structurales qui s'échelonnent du Nord au Sud (fig. 7 et 8) :

1- l'**éperon de Gorgan**, constitué par un socle cristallin relativement rigide recouvert par de minces sédiments mésozoïques.

2- la **zone néogène septentrionale**, chaîne plissée de roches mésozoïques et néogènes.

1- Sans continuité occidentale comme orientale, le Grand Caucase est une chaîne supplémentaire à l'intérieur du bloc eurasiatique.

Fig. 7 : Zones structurales de l'Alborz central (d'après STÖCKLIN, 1974).

Fig. 8 : Zones de collecte des relevés dans l'Alborz central (le village de Sang Deh (Long. : $53^{\circ} 15'$; lat. : $36^{\circ} 5'$) se situe dans la région de Pol-e Sefid, au delà de la limite orientale de la carte).

3- la **zone centrale septentrionale**, caractérisée par une sédimentation de bordure à peu près continue de l'Infracambrien au Crétacé supérieur, avec des épisodes volcaniques mineurs. La période de déformation principale intervient au Tertiaire. Dans notre étude, elle est représentée par le Shâh Alborz, le massif du Vârvasht, le Kuh-Valaj et le massif du Takht-e Soleyman (Takht-e Soleyman, Alam Kuh, Chalân, Siâkamân, Hezârcham).

4- la **zone centrale méridionale**, avec des dépôts de bordure prétertiaires comme dans la zone précédente, recouverte par des dépôts volcaniques tertiaires très épais, essentiellement éocènes (jusqu'à 3 000 m), avec un fort chevauchement intervenant après l'Eocène. Nos investigations ont porté également sur cette zone (Kendovân, Kahar, Afzâl, dans la vallée de Lar, Qâtun Bargâ (Kharsang), Kuh-e Dâriok, Kuh-e Sokhâk (Kuh-e Sefid, vallon de Sefid-Ab), Imam Zadeh Hâshem).

5- la **zone tertiaire méridionale**, avec des dépôts éocènes volcaniques et continentaux néogènes extrêmement épais (jusqu'à 5 000 m pour les premiers, 6 000 m pour les seconds) et un chevauchement modéré vers le Sud. Seul le massif du Towtchâl, également prospecté, appartient à cette zone.

6- la **zone de soulèvement méridional**, avec des épisodes de plissement à partir du Crétacé inférieur, comportant des sédiments de bordure et des dépôts volcaniques.

2. PHASES PRINCIPALES

L'Alborz ne représente qu'une partie relativement mineure de toute la région iranienne, elle-même théâtre de deux orogénèses : l'orogénèse précambrienne ou assyntique et l'orogénèse alpine, d'âge mésozoïque tertiaire ; ces orogénèses alternent avec des dépôts dont la nature sera sommairement précisée pour les régions qui font l'objet de ce travail (fig. 9).

2.1. L'orogénèse assyntique

Elle est exprimée essentiellement dans l'Alborz par le métamorphisme et se traduit par la consolidation du soubassement précambrien, qui pourrait avoir été le prolongement septentrional du bouclier arabe. Les schistes verts et les grès du Kuh-e Kahar sont de cette époque (DEDUAL, 1967, p. 15 à 17, carte). Des dépôts de plate-forme, relativement uniformes, à caractère épicontinental et continental, ont recouvert la totalité de la région iranienne, l'Alborz inclus, de l'Infracambrien au Trias moyen.

Fig. 9 : Carte géologique de l'Alborz central (d'après STÖCKLIN, 1974).

Sur le flanc Sud-Ouest de l' Afzal, entre 2 500 et 2 900 m, se rencontrent la formation gréseuse de Lalun (Cambrien inférieur à moyen), celle de Ruteh-Geirud (calcaires organo-détritiques permo-carbonifères), la formation calcaire triasique d'Elika, enfin celle liasique et gréseuse de Shemshak (DEDUAL, *ibid.*, carte). Au col de l'Imam Zadeh Hâshem, la route d'Ab-e Ali traverse le calcaire de Mobarak (Carbonifère inférieur) (ASSERETTO, 1966, p. 27 et carte ; Geological map of the central Alborz sheet Damâvand 1/100 000). Ce dernier forme encore la crête du Mâsechâl (GLAUS, 1965, p. 44 et carte), celle du Vârvasht (*ibid.*), se poursuivant vers l'Est par les formations calcaires d'âge permien de Dorud, de Ruteh et de Nesân, enfin la formation triasique d'Elika, (*ibid.*, pp. 56, 62, 65, 79, et carte). Dans la vallée de Lâr, les formations jurassiques, schisteuses et gréseuses, de Shemshak, ainsi que celles calcaires de Dalichây, Lâr et Abnak, entrent dans la constitution des massifs du Kuh-e Dâriok, du Qâtun Bargâ (Kharsang) et du Kuh-e Sokhâk-Sefid-e Ab) (ASSERETO, 1966, cartes). D'importantes lacunes régionales sédimentaires témoignent de soulèvements épi-orogéniques, d'âge calédonien (fin Silurien) et hercynien (fin Dévonien-Carbonifère), mais sans aucune orogénèse durant tout le Paléozoïque. La présence au début du Paléozoïque d'un compartiment surélevé, juste au Nord de l'Alborz, "le bloc méridional caspien", se traduit par des dépôts de plate-forme infracambriens et paléozoïques inférieurs en direction du Nord. L'influence de ce bloc sur la sédimentation est encore sensible à la fin du Paléozoïque et au Mésozoïque. Enfin, il est à l'origine de l'orientation Ouest-Est que prendra la chaîne de l'Alborz.

2.2. L'orogénèse alpine

– Les premiers plissements apparaissent au Paléocène : il se produit alors une inversion des conditions paléogéographiques du Mésozoïque, le bassin septentrional devenant une terre émergée qui forme au début du tertiaire l'embryon de l'Alborz, tandis qu'un bassin à subsidence accélérée se développe dans le Sud, en continuité avec la vaste dépression de l'Iran central. Plus de 4 000 m de formations volcaniques, d'époque éocène (moyen et supérieur), apparaissent sur le flanc méridional et, plus au Sud, dans l'Iran central, alors que les dépôts éocènes et oligocènes manquent totalement dans les secteurs centraux et orientaux du flanc nord de l'Alborz. La partie centrale du bloc caspien méridional devient une zone de subsidence importante et constitue la dépression méridionale caspienne. De par leur importance, les formations volcaniques de Karadj "frappent tout le monde, géologue ou non, par l'aspect qu'elles impriment au paysage. C'est un type de dépôt assez exceptionnel formé essentiellement de matériel pyroclastique sous marin associé d'une part à un volcanisme en coulées, dykes, sills, agglomérats, etc. et, d'autre part, de véritables sédiments : schistes et calcaire" (VATAN, 1969, p. 979). C'est à cette formation qu'appartiennent les zones des cols du Kendovân (LORENZ, 1964), de Dizin-Shemshak (où la formation se situe en discordance avec celle de Shemshak (ASSERETO, *ibid.*)), le flanc Sud du Mâsechâl (où cette dernière vient au contact

du calcaire de Mobarak par la faille de chevauchement du Kendovân (GLAUS, *ibid.*), l'Afzâl (DEDUAL, *ibid.*), le Shâh Alborz (STALDER, 1971), le Towtchâl (IWAO et HUSHMANDZADEH, 1965). Cette même formation apparaît encore dans le Kuh-e Sokhâk et le Qâtun Bargâ.

– Une seconde phase de plissement se situe au début ou au milieu de l'Oligocène. Une nouvelle surrection de la partie centrale de l'Alborz, avec l'érosion qui en résulte, se trouve compensée par une forte subsidence et une accumulation de molasses sur les deux flancs de la chaîne. Ainsi, plusieurs centaines de mètres de ces molasses marines et continentales, d'âge mio-pliocène et quaternaire, ainsi que des couches marines post-orogéniques s'accumulent dans le Sud de la région caspienne. L'éperon de Gorgan, orienté Est-Ouest et plongeant vers l'Ouest, se maintient en tant qu'élément surélevé et divise ce bassin septentrional en deux golfes : le golfe du Mâzandarân, qui forme actuellement les collines septentrionales de l'Alborz, et le golfe de Gorgan, partie de la grande dépression méridionale caspienne.

– Les derniers mouvements orogéniques importants interviennent à la fin du Pliocène ou au début du Pleistocène. Ils provoquent plissements, failles, chevauchements modérés et une surrection de l'Alborz : la base marine (Vindobonien) de la molasse septentrionale se situe actuellement à plus de 2 000 m d'altitude.

L'activité volcanique, insignifiante durant le Paléozoïque et le début du Mésozoïque, devient très importante durant le Crétacé : volcanisme sous-marin dans le bassin septentrional, à l'Eocène, sur le flanc Sud de l'Alborz (principalement andésitique). Il s'y ajoute un volcanisme intermittent, du post-Eocène au Quaternaire, dont participe en particulier le Demâvand, ancien volcan quaternaire, représentant le plus haut sommet de l'Ouest asiatique (5 670 m).

3. DEFINITION DE L'ALBORZ CENTRAL ET DE SES LIMITES

L'Alborz ne représente qu'une partie d'un orogène beaucoup plus vaste incluant tout l'Iran et les chaînes du Caucase, entre la plaque arabe au Sud et la plate-forme russe au Nord. Le massif occupe au sein de cette vaste région une position relativement centrale dont les limites sont quelque peu arbitraires.

3.1. La limite septentrionale

Elle correspond à une limite tectonique entre les avant-monts et la plaine côtière caspienne, partie stable du bloc caspien, soumis à forte subsidence. Ce bloc ne fait pas encore partie de la plate-forme russe : il s'en distingue par une structure de

croûte spéciale, à forte anomalie gravimétrique, et apparaît comme un bloc intermédiaire entre l'Alborz au Sud et, au Nord, un alignement comprenant le Grand Caucase, la crête médio-caspique et le Kopet-Dagh. On pourrait aussi considérer le Kopet-Dagh comme partie intégrante de l'Alborz, sans toutefois pouvoir y placer de limite précise.

3.2. La limite méridionale

Celle-ci est encore plus problématique :

– Les collines du Sud de Téhéran sont à relier au système complexe des chaînes de l'Iran central, plus fortement plissées que l'Alborz lui-même ! Ceci est particulièrement évident pour la zone structurale 6.

– Dans le même sens, et bien qu'elles appartiennent à la chaîne de l'Alborz, les épaisses accumulations de molasse de la partie méridionale du massif l'apparentent davantage à l'Iran central.

– Enfin, la limite entre l'Alborz méridional et l'Iran central n'est pas une limite entre une région plissée et non plissée mais entre une zone de plissement relativement faible (Alborz) et une zone fortement tectonisée, à caractère de suture océanique, aux confins de l'Iran central.