

*Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC)*  
*Institut de Ciències de la Terra “Jaume Almera”*  
*Departament d’ Estructura i Dinàmica de la Terra*

*Universitat de Barcelona*  
*Facultat de Geologia*  
*Departament de Geodinàmica i Geofísica*

**FORELAND PROPAGATION OF FOLDING AND  
STRUCTURE OF THE MOUNTAIN FRONT FLEXURE  
IN THE PUSHT-E KUH ARC  
(ZAGROS, IRAN)**

*Hadi Emami, 2008*

---

**RESUMEN EN CASTELLANO**

---



# INTRODUCCIÓN GENERAL

## Capítulo 1

### 1.1 Introducción

El Zagros representa la culminación de la colisión continental entre las placas tectónicas de Arabia y Euroasiática. Las montañas del Zagros se extienden por más de 2000 kilómetros desde Turquía hasta la parte suroccidental de Irán. Los movimientos orogénicos se iniciaron durante el Cretácico superior con el emplazamiento de unidades ofiolíticas sobre el margen de Arabia. A partir del Cretácico superior la continua convergencia entre las dos placas tectónicas produjo un acortamiento traducido en un sistema de cabalgamientos y pliegues que finalmente formó el plegamiento tal y como lo conocemos actualmente. Este plegamiento, sin embargo, ocurrió principalmente durante el Mioceno.

La parte mas externa de las montañas del Zagros presentan unos afloramientos de gran calidad que permiten estudios muy detallados de la estructura y permiten recoger muestras para datar los sedimentos sintectónicos que permitirán determinar la edad de la deformación tectónica. La edad absoluta de los sedimentos neógenos fue determinada por primera vez durante la realización de la tesis doctoral de Stephane Homke en nuestro grupo. La edad calculada, sin embargo, era sólo para los pliegues más frontales del sistema del Zagros. La datación del sistema de pliegues es muy importante para la exploración de hidrocarburos en una región en la que existe 2/3 de las reservas de petróleo y un tercio de las reservas de gas localizados en sistemas de pliegues y cabalgamientos de antepaís.

Los objetivos de investigación de esta tesis doctoral son: 1) construir la geometría 3D de una región plegada del Zagros, en concreto del anticlinal de Zangul, en donde coexisten pliegues de gran amplitud y pliegues de menor amplitud al nivel de las calizas de la formación de Asmari; 2) determinar la geometría de la parte frontal del Zagros donde coexisten el anticlinal de Anaran y el frente del Pusht-e Kuh Arc levantado por encima del Mountain Frontal Flexure (MFF); 3) determinar la edad de las diferentes formaciones litológicas que rellenan los sinclinales del Pusht-e Kuh Arc y así determinar la edad de la deformación y la secuencia de esta deformación. La datación de estos sedimentos sintectónicos continentales se ha realizado por medio de técnicas magnetoestratigráficas.

Estos tres grandes objetivos de la tesis doctoral están detallados en los diferentes capítulos de la tesis.

### ***Contexto geológico***

El Zagros se divide en cinco grandes dominios tectónicos. Desde la zona más interna hasta la más externa son: el arco magmático de Urumieh-Doktar; la zona metamórfica de Sanandaj-Sirjan; la Zona Imbricada (Imbricate Zone); el Sistema Plegado (Simply Fold Belt); y la cuenca de antepaís de Mesopotamia.

### ***Objetivos***

Tal como se ha comentado anteriormente hay tres objetivos principales tratados en esta tesis doctoral.

- 1) En la primera parte de la tesis se han realizado un conjunto de cortes geológicos seriados a través del anticlinal de Zangul. Este anticlinal muestra una geometría compleja en la que coexisten pliegues de gran amplitud (anticlinal de Zangul) y pliegues de menor amplitud en las dos terminaciones del anticlinal principal. Estos cortes transversales se han completado con cortes longitudinales, a lo largo del anticlinal, para realizar una visualización en tres dimensiones. Los resultados obtenidos sirven para el anticlinal de Zangul así como para otros anticlinales de la zona exploratoria del Pusht-e Kuh Arc.
- 2) El segundo objetivo de la tesis, capítulo 3, consiste en determinar la geometría en profundidad del anticlinal frontal de Anaran encima del mountain frontal flexure, límite meridional del Pusht-e Kuh Arc. El anticlinal de Anaran, con magníficos afloramientos, tiene un flanco trasero poco inclinado y un flanco delantero subvertical. Sin embargo, la geometría profunda de este flanco y su continuación hacia el antepaís no es conocida a pesar del gran número de líneas sísmicas adquirida recientemente que lo atraviesan. En este trabajo de tesis se ha combinado los datos de campo y la modelización analógica para modelizar este frente de pliegues de vital importancia para definir la geometría de trampas de petróleo potenciales. Durante la realización de los modelos analógicos se ha tenido en cuenta la acción de la erosión y de la sedimentación durante la

formación del anticlinal. La participación de estos dos procesos en la geometría del pliegue se discuten ampliamente.

- 3) El tercer objetivo de la tesis, capítulo 4, consiste en la recolección de muestras paleomagnéticas a lo largo de secciones potentes de sedimentos continentales que muestran geometrías sintectónicas y por tanto coetáneas a la formación de los pliegues. El análisis paleomagnético de estas muestras permitirá la datación absoluta de estos sedimentos y por tanto la de los pliegues asociados. El muestreo se ha realizado en dos sinclinales situados en la parte central del Pusht-e Kuh arc (sinclinal de Afrineh) y en la zona de Izeh (sinclinal de Chaman Goli). Los resultados obtenidos en el sinclinal de Afrineh son de muy buena calidad mientras que los resultados del sinclinal de Chaman Goli tienen una calidad menor. Sin embargo, los resultados obtenidos en este estudio junto con los resultados previos permiten obtener una buena secuencia de la deformación a través del dominio tectónico del Pusht-e Kuh Arc.

# **ANÁLISIS DE LA GEOMETRÍA DE PLIEGUES E INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL DEL ANTICLINAL DE ZANGUL EN EL PUSHT-E KUH ARC, PROVINCIA DEL LURESTAN (ZAGROS, IRAN)**

## **Capítulo 2**

### **2.1 Introducción**

El sistema de pliegues del Zagros es conocido por sus espectaculares anticlinales que muestran una geometría de lomo de ballena (whaleback geometry). En el Pusht-e Kuh Arc, estos anticlinales muestran una gran variación de geometrías y dimensiones que hacen difícil su interpretación en profundidad. Esto es debido al relativamente pequeño relieve tectónico y a la falta de buenas líneas sísmicas en el Pusht-e Kuh Arc. Los pliegues en el Pusht-e Kuh Arc deforman una serie sedimentaria desde el Proterozoico hasta la actualidad con una potencia de entre 6 y 11 km (Stöcklin, 1968; Colman-Sadd, 1978). Tradicionalmente, se han interpretado como pliegues de despegue (Colman-Sadd, 1978; Alavi, 1994; Mitra, 2003; McQuarrie, 2004; Molinaro et al., 2004; Sherkati and Letouzey, 2004; Sherkati et al., 2006). Sin embargo, recientemente, varios autores han intentado relacionar la geometría de los pliegues en superficie con sistemas de cabalgamientos en profundidad (Blanc et al., 2003; McQuarrie, 2004; Molinaro et al., 2004; Sherkati and Letouzey, 2004; Sherkati et al., 2006). Sherkati and Letouzey (2004) y Sherkati et al. (2006) atribuyen la complejidad de los pliegues a la existencia de niveles de despegue intermedios localizados en la serie sedimentaria. Esta interpretación también ha sido adoptada por nuestro grupo de trabajo.

En el presente capítulo se analizará la geometría variable del anticlinal de Zangul en el Pusht-e Kuh Arc. Este anticlinal muestra una variación desde un simple anticlinal a nivel de las calizas de la formación de Sarvak hacia múltiples anticlinales en sus dos terminaciones representados al nivel de la formación de Asmari. Dicho análisis utiliza datos de campo con los datos suministrados por la cartografía geológica a escala 1/100.000 (Setudehnia, 1967).

## 2.2 El anticlinal de Zangul

El anticlinal de Zangul se encuentra situado en la región noreste del Pusht-e Kuh Arc en la hoja de Kuhdasht (**Fig. 13**). El anticlinal de Zangul tiene una dirección NW-SE con una longitud de 15,5 kilómetros y una anchura de 2,2 kilómetros al nivel del techo de la formación de Ilam (**Fig. 15**).

El anticlinal de Zangul muestra una topografía suave mientras que los alrededores muestran una topografía más acusada (relieve invertido). La geometría del anticlinal de Zangul presenta un segmento central relativamente largo con una geometría de pliegue en caja y unos flancos subverticales (**Fig. 16**). De todas formas, el anticlinal es asimétrico con un anteflanco de 70° de inclinación y un tras flanco con 45° de inclinación (**Fig. 17**).

## 2.3 Metodología para construir los cortes geológicos

Para mejor entender la geometría del anticlinal de Zangul se han construido 11 cortes geológicos transversales y tres cortes geológicos longitudinales (**Fig. 19**). Se ha utilizado el programa 2DMove de Midland Valley para construir los cortes utilizando los datos del buzamiento para constreñir las potencias de las diferentes unidades estratigráficas. La proyección de los datos en profundidad ha permitido en algunos cortes fijar la posición de niveles de despegue potenciales.

### *Cortes geológicos de dirección NE-SW*

El anticlinal de Zangul muestra una geometría del pliegue caja abierta con un ángulo entre flancos de 86° en el centro del pliegue con una amplitud de 1440 metros y una longitud de onda de 4460 metros al nivel del techo de la formación de Ilam (medido en el corte geológico seis) (**Fig. 20**). La proyección en profundidad de la geometría superficial del pliegue muestra que posiblemente existe un nivel de despegue coincidiendo con la formación de Dashtak, tal como se observa en el corte geológico ocho. En los cortes geológicos números 7, 8 i 9 (**Fig. 20**) El nivel de azoramiento se sitúan en la formación de Asmari, que muestra en los pliegues anticlinales de menor amplitud. Estos pliegues muestran, a veces, un anteflanco invertido (**Fig. 20**). Hacia niveles más bajos del pliegue se observa que las unidades del Paleozoic también están

afectadas por pliegues anchos y poco inclinados los cuales indicarían un nivel de despegue todavía más profundo y posiblemente situado cerca del contacto entre el basamento y la cobertera sedimentaria (posiblemente al nivel equivalente de las sales de Hormuz de edad pre-Cámbrica) (como ha sido comentado en Vergés et al., in press).

### ***Cortes geológicos longitudinales***

Para controlar la consistencia entre diferentes cortes geológicos transversales se han construido secciones longitudinales a lo largo del pliegue de Zangul. Al nivel de la formación de Ilam, el anticlinal de Zangul muestra una región crestal relativamente llana y limitada por dos superficies axiales que no son continuas a lo largo de la longitud del anticlinal (**Fig. 15**). En sus dos terminaciones el anticlinal de Zangul muestra una inclinación del eje del pliegue relativamente pendiente con  $9,8^\circ$  hacia el sureste y  $12,8^\circ$  hacia el noroeste (**Fig. 21**).

### **2.4 Visualización en 3-D del anticlinal de Zangul**

A pesar de que existen métodos más sofisticados para crear superficies en 3-D (e.g., Fernández et al., 2004), en nuestro estudio se ha realizado la visualización tres de a partir del conjunto de cortes geológicos tanto transversales como longitudinales. La visualización se ha realizado al nivel del techo de la formación de Ilam y al nivel de base de la formación de Asmari que representan los dos niveles de reservorios de hidrocarburos más importantes de la región (**Fig. 22**).

La geometría en 3D del anticlinal de Zangul muestra un sistema complejo de pliegues caracterizado por uniones y separaciones de estos pliegues, típico de regiones plegadas por encima del nivel de despegue (**Fig. 22**).

### **2.5 Discusión de la geometría del anticlinal de Zangul**

La construcción de los cortes a través y a lo largo del anticlinal de Zangul y su proyección en profundidad han permitido conocer potenciales niveles de despegue en profundidad. De acuerdo con esta construcción los principales niveles de despegue son: el más interior situado en el contacto entre el basamento y la serie sedimentaria de cobertera (equivalente al nivel de Hormuz), el nivel intermedio en las evaporitas de la

formación de Dashtak, y finalmente en los niveles más superiores correspondientes a las formaciones de Garau o/y Amiran.

## 2.6 Conclusiones

El anticlinal de Zangul tiene 15,5 kilómetros de longitud y 2,2 kilómetros de anchura al nivel del techo del grupo de Bangestan (techo de la formación de Ilam con una edad cretácico superior). Este anticlinal constituye el centro de una región de estudio de aproximadamente 824 km<sup>2</sup>. 11 cortes geológicos transversales y tres cortes geológicos longitudinales han permitido caracterizar la geometría del libramiento del anticlinal de Zangul así como la de sus terminaciones en donde afloramientos de gran extensión al nivel de las calizas de la formación de Asmari con una edad Oligocena y Mioceno muestran unas geometrías de ligamiento completamente distintas.

El anticlinal de Zangul es un pliegue cerrado a los cuatro costados con una amplitud de 1440 metros y una longitud de onda de 4460 metros al nivel de la formación de Ilam. Su aspect ratio amplitud/longitud de onda es de  $0,38\pm 0,05$ . Su terminación noroeste se inclina hasta un máximo de diecisiete grados mientras que su terminación sureste puede llegar a ser de 29°. El anticlinal de Zangul es un pliegue caja relativamente abierto (con un ángulo entre flancos de 86°) con una región crestal relativamente larga y subhorizontal. El anticlinal es asimétrico con un anteflanco inclinado 70° y un thrust flanco constante a 45 grados. El pliegue está limitado entre superficies axiales muy bien desarrolladas.

El anticlinal de Zangul se une con diferentes anticlinales de menor tamaño al nivel de la base de la formación de Asmari. Estos anticlinales varían de simétrico a convergente hacia el suroeste y muestran en algunos casos cabalgamientos juntando al noroeste que muestran pequeños desplazamientos. Estos anticlinales muestran amplitudes de algunos cientos de metros y longitudes de onda de uno o dos kilómetros. Su aspect ratio es muy homogéneo, de  $0,21\pm 0,07$  en su terminación sureste mientras que en su terminación noroeste son de  $0,22\pm 0,03$ . Estos valores, casi la mitad del calculado para el anticlinal de Zangul, implican una estructura profunda diferente para estos anticlinales menores.

Los pequeños cabalgamientos que cortan a los pliegues observables al nivel de la formación de Asmari se enraízan en las pelitas de la formación de Amiran de edad Paleocena. Sin embargo, la geometría de los pliegues observados están controlados por

niveles de despegue más profundos y situados por debajo del grupo de Bangestan. Aunque no es del todo conclusivo, la construcción geométrica de los cortes geológicos indica que la coincidencia de las superficies axiales que limitan la región crestal del anticlinal se unen en un nivel profundo correspondiente a las evaporitas de edad Triásica de la formación de Dashtak. Esta interpretación coincide con resultados previos realizados en el anticlinal de Kabir Kuh (Vergés et al. in press).

En la geometría 3D del anticlinal de Zangul muestra un relativo paralelismo entre las superficies del techo de la formación de Ilam y la base de la formación de Asmari indicando la existencia de un gran anticlinal en profundidad al techo del grupo de Bangestan (reservorio del cretácico superior). En las terminaciones del anticlinal de Zangul la construcción de los cortes geológicos sugiere que las regiones ocupadas por pequeños pliegues al nivel de la base de la formación de Asmari continúan siendo de pequeña amplitud y al nivel longitud de onda en profundidad. A pesar de que los pliegues pequeños muestran características muy similares en los dos extremos del anticlinal de Zangul su asociación muestra diferentes estructuras tectónicas. Esto es debido a que en la terminación sureste los pliegues pequeños forman regionalmente un sinforme mientras que en la terminación noroeste forman un antifforme. Desde el punto de vista de la exploración de hidrocarburos los pequeños pliegues situados en la terminación noroeste del anticlinal de Zangul tienen una mayor importancia que los situados en el otro extremo.

Este estudio concluye que las áreas dominadas por pliegues de pequeña amplitud y longitud de onda al nivel de las calizas de la formación de Asmari también forman pliegues pequeños en niveles más profundos como al nivel de las calizas del grupo de Bangestan. Estas conclusiones pueden aplicarse a toda la región extendida del sureste del Pusht-e Kuh Arc dominada por este tipo de pliegues. Estos resultados son importantes y deben tenerse en cuenta en la exploración de hidrocarburos.

---

# ESTRUCTURA DE LA MOUNTAIN FRONTAL FLEXURE A LO LARGO DEL ANTICLINAL DE ANARAN EN EL FRENTE DEL PUSHT-E KUH ARC: AYUDA DE MODELOS ANALÓGICOS

## Capítulo 3

### 3.1 Introducción

La mayoría de sistemas de pliegues y cabalgamientos de antepaís muestran estructuras en las que el basamento está involucrado como en la Rocky Mountains (Narr y Suppe, 1994) (**Fig. 23**). Estas estructuras están normalmente caracterizadas por un relieve estructural y topográfico relativamente importante y en la mayoría de los casos la cobertura se encuentra plegada (Mitra y Mount, 1998). A pesar de que existe una extensa literatura sobre estas estructuras compresivas de basamento no es fácil determinar su estructura profunda a partir de los datos superficiales. Esto es aún más difícil cuando estas estructuras muestran el anteflanco con una gran inclinación (Mitra y Mount, 1998). Normalmente, el trasflanco de las estructuras con un buzamiento suave se observa bien en líneas sísmicas mientras que el anteflanco normalmente está pobremente dibujado. Estas estructuras de basamento tienen diferentes nombres como drape o forced folds (Stearns 1971, 1975 y 1978).

El Zagros Fold Belt o sistema de pliegues del Zagros tiene una geometría irregular, tal como se observa en la **Fig. 24**. Esta estructura irregular caracterizada por arcos y entrantes tectónicos queda limitada en su zona más externa por una geoflexura tectónica mayor (Falcon, 1961) (**Fig. 24**). Esta estructura mayor llamada major geo-flexure (Falcon, 1961), o también Main Front Fault (Berberian, 1995), Mountain Front Flexure (McQuarrie, 2004), y Zagros Frontal Fault (Sephehr and Cosgrove, 2004). Del sureste a noroeste los diferentes arcos y entrantes tectónicos son: el arco del Fars (Provincia del Fars); el entrante de Dezful (Provincia de Khuzestan); el Arco del Pusht-e Kuh (Provincia de Lurestan) y el entrante de Kirkuk (en Irak). La región estudiada se concentra en el frente del Pusht-e Kuh Arc, por encima del Mountain Frontal Flexure (MFF).

El anticlinal de Anaran se localizan a lo largo del segmento frontal de la Mountains and front flexure en el frente del Pusht e Kuh arc y muestra afloramiento dos muy buenos y continuos (**Fig. 25**) Sin embargo, la geometría del anticlinal es muy poco conocida y especialmente su relación tectónica con el mountains front flexure. Y esto a pesar de la gran cantidad de nuevos estudios de líneas sísmicas adquiridas en los últimos años para conocer la estructura de la parte más interna del antepaís plegado.

### **3.2 La estratigrafía del arco del Pusht-e Kuh**

La estratigrafía de la provincia del Lurestan consiste en un grosor de 10 a 12 km de series sedimentarias con una edad desde el Paleozoico y Mesozoico del margen pasivo de Arabia seguidos por sedimentos correspondientes al relleno de la cuenca de antepaís durante el Cenozoico (**Fig. 25**). Esta potente serie sedimentaria fue probablemente depositada encima de evaporitas o materiales equivalentes de la formación de Hormuz a pesar de que este hecho no se puede verificar directamente en la región de estudio. La estratigrafía fue escrita regionalmente en dos trabajos de James y Wynd (1965) y Colman-Sadd (1978). La estratigrafía mecánica de la sucesión estratigráfica del Pusht-e Kuh Arc es muy importante para el control del sistema del plegamiento. Ésta se divide en cinco grandes unidades (**Fig. 25**): a) Grupo Basamento; b) Grupo Móvil Inferior; c) Grupo Competente; d) Grupo Móvil Superior; e) Grupo Pasivo. El Grupo Móvil Superior está formado por unos 800 metros de evaporitas de la formación de Gachsaran. El Grupo Pasivo está formado por 3-4 kilómetros de depósitos clásticos de antepaís que corresponden a las formaciones de Agha Jari y Bakthyari.

### **3.3 El Mountain Frontal Flexure y el anticlinal de Anaran**

El Mountain Frontal Flexure consiste en un plegamiento mayor de basamento caracterizado por grandes variaciones en topografía y el relieve estructural (Falcon, 1961). A lo largo de este frente levantado se concentra la mayoría de los eventos sísmicos que ocurren en el frente del Zagros (**Fig. 24**) (Berberian, 1995). El Mountain Frontal Flexure es el responsable de la división en dominios estructurales del Zagros Fold Belt: poca topografía en los reentrantes de Kirkuk y de Dezful y topografía alta en el Pusht-e Kuh Arc y mediana en el Fars Arc. El incremento de la topografía a través del Mountain Frontal Flexure es de unos mil metros en menos de diez kilómetros mientras que el relieve estructural a través de la misma estructura es de unos 3-4 kilómetros. Este relieve estructural se ha medido desde la base de los sinclinales en la

cuenca de antepaís hasta la base de los sinclinales en el arco del Pusht-e Kuh. Proponemos, en este trabajo, que el Mountain Frontal Flexure se ha formado mediante una falla ciega en profundidad con un buzamiento hacia el NE.

El anticlinal de Anaran corresponde al pliegue más externo del arco del Pusht-e Kuh i se sitúa justo encima del Mountain Frontal Flexure. El anticlinal tiene una longitud de 85 kilómetros y una anchura de 5.5 kilómetros. Tiene una topografía máxima de 1.6 kilómetros. La característica principal del anticlinal, sin embargo, es la gran concentración de fallas normales principalmente a lo largo de su dominio crestal (**Fig. 27** y **Fig. 28**). El anticlinal está formado por cuatro diferentes segmentos independientes con direcciones distintas: el Anaran SE, el Anaran Central, el Anaran N-S y el Domo NW (**Fig. 27**). El anticlinal de Anaran es asimétrico con un flanco norte largo y con poca pendiente y un flanco sur muy vertical y corto.

Las fallas normales del anticlinal de Anaran forman pares conjugados con un buzamiento de unos 60° (**Fig. 29A**). Algunos de estos pares conjugados de fallas normales se sitúan en el anteflanco y están rotados mostrando fallas con buzamientos de 90° y 30°.

### 3.4 Modelos analógicos

Para dilucidar la estructura geológica del frente del anticlinal de Anaran se han realizado dos conjuntos de modelos analógicos con caja de arena. El primer conjunto de modelos fue designado para reproducir las geometrías de pliegues y cabalgamientos usando dos diferentes niveles de despegue: uno en la base de la serie a lo largo del contacto basamento-cobertera (formación de Hormuz o equivalente) y otro en la parte media de la serie y equivalente a la formación de Gachsaran (**modelos 1 y 2**). El segundo grupo de modelos intentó validar la secuencia de deformación propuesta con plegamiento inicial seguido de cabalgamiento involucrando (**modelo 3**). Este segundo grupo de modelos se realizó también añadiendo sedimentación sintectónica (parte de las formaciones de Gachsaran, Agha Jari y Bakthiyari) como elementos potenciales de modificación de la evolución del crecimiento del anticlinal (**modelo 4**).

### 3.5 Discusión

La geometría del anticlinal de Anaran en profundidad se ha deducido a partir de los datos en superficie y de los resultados de los modelos analógicos. Esto es especialmente importante para reconstruir la geometría del anteflanco del anticlinal puesto que aflora poco y no se observa en las líneas sísmicas de reciente adquisición. Todos los modelos analógicos resultantes reproducen un pliegue con un anteflanco subvertical al nivel de las calizas del grupo competente (**Fig. 31**). Los modelos 1 y 2 reproducen además la geometría más laxa del grupo pasivo por encima de las evaporitas de la formación de Gachsaran (**Fig. 31**). El modelo 4, con sedimentación sintectónica al frente del anticlinal de Anaran reproduce un anteflanco subvertical y con una longitud mayor que la de los modelos 1 y 2. Esto es debido al incremento de la longitud del flanco sincrónicamente al depósito de los sedimentos sintectónicos. Por lo tanto, los resultados de los modelos analógicos sugieren que el flanco frontal del anticlinal de Anaran es posiblemente largo y subvertical por debajo de la acumulación tectónica de evaporitas de la formación de Gachsaran. Esta geometría propuesta es importante para la interpretación de la estructura situada al frente del anticlinal de Anaran en la cual se han perforado 2 pozos en los que se ha encontrado petróleo.

#### *Evolución del anticlinal de Anaran*

A partir de las observaciones de campo se presenta una evolución secuencial para la formación del anticlinal de Anaran. Esta reconstrucción asume un plegamiento inicial y posteriormente un cabalgamiento involucrando a basamento. El plegamiento iniciado se refiere a una fase inicial del plegamiento y no a un plegamiento anterior, de edad Paleoceno y Eoceno inferior, como se ha detectado en otras regiones cercanas (Homke et al., in press). El plegamiento Neógeno se efectuó a partir de 7.65 Ma hasta 2.5-1.5 Ma (Homke et al., 2004).

El acortamiento inicial en esta región frontal del Zagros tuvo lugar posiblemente plegando la secuencia sedimentaria por encima del contacto basamento-cobertera de forma similar al pliegue abierto de Samand o bien al pliegue recientemente analizado de Mand situado en las costas del Golfo Pérsico (Oveisi et al., 2007) (**Fig. 35A**).

Con posterioridad se levantó la región del arco del Pusht-e Kuh. Aunque no hay una indicación clara de la edad de este levantamiento, el depósito de 800 metros del

miembro de Labhari se propone como el inicio de este evento tectónico. Estos depósitos de grano fino se sedimentaron a partir de 5.5 Ma (Homke et al., 2004).

El final del crecimiento del anticlinal de Anaran encima del Mountain Frontal Flexure tuvo lugar durante el depósito de la parte alta de la formación de Bakthyari. Estos depósitos conglomeráticos tienen una edad extrapolada de 1.5 Ma (**Fig. 35C**). Una observación primordial es la diferente actitud topográfica existente entre la culminación del anticlinal al nivel de las calizas de la formación de Sarvak (1500 metros) y el techo de los conglomerados de la formación de Bakthyari en el sinclinal de crecimiento de Changuleh (610 metros). Estas relaciones entre topografía en geología conducen a interpretar que una parte importante del anticlinal de Anaran estaba ya formada durante el depósito de la formación sintectónica de Bakthyari.

### 3.6 Conclusiones

Dos grupos de conclusiones se obtienen a partir de este trabajo: la primera está relacionada con el anticlinal de Anaran encima de la Mountain Frontal Flexure basada en observaciones de campo y la segunda está relacionada con los modelos analógicos y como estos pueden proveer indicaciones y sugerencias para interpretar la estructura profunda del anticlinal de Anaran no observada en las líneas sísmicas existentes.

El anticlinal de Anaran se localiza encima de la Mountain Frontal Flexure a lo largo del frente del arco del Pusht-e Kuh. La principal característica de este anticlinal es su asimetría y la existencia de un gran número de fallas normales que cortan el anteflanco especialmente en las regiones central y N-S del anticlinal. Estas fallas normales se forman por extensión paralela a las capas durante el plegamiento. Estas fallas limitan estructuras de graben a lo largo de la región crestral. Fallas normales creadas en estadios iniciales de la formación del anticlinal se encuentran rotadas en el anteflanco del pliegue estudiado.

La geometría profunda del anticlinal de Anaran se ha reconstruido utilizando los resultados de los modelos analógicos. Estos modelos, de los cuales se han realizado cuatro grupos distintos de pruebas, muestran un anteflanco subvertical al nivel de las calizas del grupo competente. Esto es especialmente importante en los modelos que contienen sedimentos sintectónicos al igual que existe en el antepaís del anticlinal de Anaran (sinclinal de Changuleh).

Proponemos en este estudio una evolución para el anticlinal de Anaran que se inicia con un plegamiento suave y se continúa con un levantamiento tectónico por encima de una falla profunda de basamento posiblemente iniciada a 5.5 Ma durante el depósito del miembro de Labhari. El final del plegamiento en Anaran tiene una edad de 1.5 Ma correspondiente al techo de la formación de Bakthyari.

Esta geometría estudiada para el anticlinal de Anaran, situado encima del MFF, puede aplicarse a otros pliegues situados encima de dicha geoflexura mayor puesto que hay un número significativo de anticlinales situados encima de dicha estructura profunda a lo largo del arco del Pusht-e Kuh, de la región de Dezful y del arco del Fars. Como ejemplos tenemos el anticlinal de Siah Kuh y el de Khaviz que muestran un gran número de fallas normales similares a las del anticlinal de Anaran.

# SECUENCIA Y EDAD DEL PLEGAMIENTO EN EL NW DEL ZAGROS EN IRÁN DETERMINADOS MEDIANTE MAGNETOESTRATIGRAFÍA

## Capítulo 4

### 4.1 Introducción

El sistema plegado del Zagros estar formado por un gran número de pliegues que tienen forma redondeada similar a los lomos de ballena (whaleback). Estos pliegues en profundidad forman las trampas petrolíferas de la mayor provincia de antepaís de hidrocarburos en el mundo (Bordenave y Hegre, 2005). Durante muchos años el plegamiento del Zagros se atribuyó a una fase tectónica muy reciente desarrollada en los últimos 5 millones de años. Respecto a las etapas anteriores del plegamiento diferentes autores atribuían diferentes edades dependiendo de la región de estudio para cada caso. Recientemente, Homke et al. (2004) determinó la edad inicial del plegamiento a lo largo del frente del arco del Pusht e Kuh arc 7.65 Ma. La duración del plegamiento en esta zona frontal fue de algunos millones de años hasta los 2.5-1.5 Ma. A pesar de estos avances, la edad del resto del plegamiento en la cadena del Zagros estaba por determinar.

Por esta razón, se investigó en este capítulo de la tesis la edad del crecimiento en dos sinclinales situados en regiones más internas del arco del Pusht-e Kuh. Estos dos sinclinales son los de Afrineh y Chaman Goli. El sinclinal de Afrineh se sitúa en la parte central del arco del Pusht-e Kuh mientras que el sinclinal de Chaman Goli se sitúa en el bloque inferior del cabalgamiento de High Zagros Fault (**Fig. 36**). Para determinar la edad se utilizó la técnica de la magnetoestratigrafía, que ha dado excelentes resultados en sinclinales situados más hacía el antepaís (Homke et al. 2004). En este trabajo sin embargo sólo determinaremos la edad de la última fase neógena del plegamiento.

### 4.2. Revisión de la edad de la colisión del Zagros

La orogénia del Zagros tuvo lugar a lo largo de un periodo de tiempo que abarcó todo el terciario. Las fases de deformación anteriores a las del Neógeno, sin embargo, fueron enmascaradas totalmente o parcialmente por ésta última. De esta forma, se hace

difícil determinar las fases anteriores y esta es la razón por la que ha sido menos estudiada.

Gidon et al. (1974) y otros autores determinaron que el plegamiento del Zagros se efectuó a partir del cierre del Neotethys. Por tanto, las primeras fases de deformación ocurrieron durante el emplazamiento de las ophiolitas encima del margen de Arabia durante el Cretácico más superior (Ricou, 1994; Ravaut et al., 1997). La segunda fase del plegamiento para la mayoría de los autores ocurrió desde el Eoceno (Braud, 1987; Sengor et al., 1993) hasta el Mioceno superior (Stoneley, 1981; McQuarrie et al., 2003).

Hessami et al (2001) describió diferentes discontinuidades sedimentarias en la región plegada del Zagros tanto en el re-entrante del Dezful como en el arco del Fars. Estos autores muestran mapas evolutivos de la deformación y sugieren una propagación desde las zonas más internas a las más externas como ocurre en la mayoría de los sistemas plegados de antepaís.

Sherkati et al. (2005) también interpreta el plegamiento de los Zagros en dos fases relativamente recientes. Estas ocurrieron en la parte alta del depósito de la formación de Gachsaran (Mioceno medio) y durante el Mioceno superior tal como demuestra Homke et al. (2004).

Ahmadhadi et al. (2007) se basa en un estudio de fracturas en el Zagros central y muestra que la reactivación de fallas del basamento pudo ocurrir durante el Oligoceno y por tanto indicarían que la colisión inicial de las placas de Amiran ocurriría entre Oligoceno más superior y el Mioceno inferior (30 a 22 Ma).

Homke et al. (in press) determinó nuevas edades para el plegamiento inicial en el arco del Pusht-e Kuh basado en un estudio multidisciplinar combinando magnetoestratigrafía, biostratigrafía, isótopos de estroncio y métodos indirectos como las trazas de fisión de los apatitos. Estos autores muestran un hiato sedimentario de unos dos millones de años en la base del Paleoceno que atribuyen a plegamientos en algunos de los anticlinales tal como ya se había determinado en la parte norte del golfo pérsico. La reconstrucción de las formaciones de Amiran, Taleh zang, y Kashkan permiten determinar la geometría de la Cuenca de antepaís durante el Paleoceno y el Eoceno. Además, muestran un segundo hiato sedimentario durante el Eoceno medio y superior en la región norte que atribuyen al levantamiento compresivo en la parte más interna de la cuenca de antepaís.

### 4.3 Estratigrafía del antepaís

La parte superior de la sucesión estratigráfica Cenozoica corresponde a la secuencia de cuenca de antepaís al techo de la gran secuencia de margen pasivo de Arabia que duró desde el Paleozoico superior hasta el Cretácico superior (Colman-Sadd, 1978; James and Wynd, 1965). Al inicio de la cuenca de antepaís se depositaron las formaciones de Amiran, Taleh Zang y Kashkan (**Fig. 37**). Las formaciones de Shahbazan y asmara, la cual corresponde al principal reservorio de hidrocarburos, se depositaron durante el Oligoceno y Mioceno inferior y medio. Por encima de la formación de Asmari se depositó casi un kilómetro de evaporitas de la formación de Gachsaran. El techo de estas evaporitas se ha datado mediante magnetoestratigrafía a los 12.5 Ma en la región frontal del arco del Pusht-e Kuh. En esta misma región frontal, la parte inferior de la formación de Agha Jari, con 1650 metros de espesor, se ha datado entre 12.5 y 5.5 Ma. El miembro Labhari se ha datado entre 5.5 y 3 Ma mientras que la formación de Bakthyari corresponde a conglomerados con una edad entre 3 y 2.5-1.5 Ma (Homke et al., 2004).

#### *El sinclinal de Afrineh*

El sinclinal de Afrineh corresponde a una de las pocas estructura sinclinales que todavía existen en el arco del Pusht-e Kuh ya que la mayoría de estos han sido erosionados durante el levantamiento de dicha región (Emami et al., in press). El sinclinal de Afrineh tiene 31 kilómetros de largo por unos 5.5 de ancho. La recolección de muestras para el análisis magnetostratigráfico se ha realizado en la región SE del sinclinal donde se han identificado sedimentos de crecimiento en su flanco NE (**Fig. 38**).

#### *El sinclinal de Chaman Goli*

Este anticlinal se sitúa en la zona de Izeh, en el bloque inferior del cabalgamiento de High Zagros Fault (**Fig. 42**). Esta región está situada topográficamente a unos 1800 metros de altitud y es más rugosa y por tanto de más difícil acceso para recoger muestras. En este sinclinal la potente serie sedimentaria por encima de las calizas de la

formación de Asmari consiste en las formaciones de Razak, Agha Jari y Bakthyari (**Fig. 43**).

#### **4.4 Magnetoestratigrafía**

##### *Estrategia de muestreo*

Un total de 128 localidades se han muestreado en el sinclinal de Afrineh a lo largo de una serie de 1200 metros de potencia. Las buenas condiciones topográficas y geológicas han permitido el muestreo muy regular en intervalos de unos diez metros entre muestras. En el sinclinal de Chaman Goli, sin embargo, se han recogido muestras de un total de 107 localidades a lo largo de 1300 metros de sucesión estratigráfica. La abundancia de niveles conglomeráticos, la estructura tectónica y la topografía han resultado problemáticos y por tanto los resultados de este sinclinal no serán tan buenos como los obtenidos en el sinclinal de Afrineh.

##### *Análisis paleomagnético*

La desmagnetización térmica progresiva permitió borrar completamente el Magnetismo Natural Remanente (NRM) y aislar la Magnetización Característica Estable (ChRM). Una ChRM estable que mostraba una polaridad normal o inversa fue comúnmente observada (). Análisis de la adquisición progresiva de magnetización isotérmica remanente (IRM) y de la decaída del ChRM (**Fig. 46** y **Fig. 47**) revelan una mineralogía magnética que consiste en una mezcla de magnetita y de hematita en proporciones variables.

La presencia de un componente intermedio entre el componente de baja temperatura y la ChRM en algunas muestras que se encuentran en el centro de una larga magnetozona de polaridad normal (**Fig. 48** y **Fig. 49**) se interpretan como el registro de eventos geomagnéticos muy cortos (cryptochrons) que ocurren en medio de chrons más grandes.

Las declinaciones paleomagnéticas medianas proporcionan evidencia de rotación vertical antihoraria poco significativa en el sinclinal de Chaman Goli mientras que el de Afrineh muestra 7° de rotación antihoraria (**Tabla I**).

### ***Correlación con la escala de tiempo de polaridades geomagnéticas (Geomagnetic Polarity Time Scale, GPTS)***

Las muestras analizadas han dado resultados magnéticos muy satisfactorios. Sin embargo, no tenemos datos biostratigráficos ni radiométricos para constreñir las edades magnetostratigráficas. Por esta razón, tendremos que confiar en la buena correlación de la serie magnetostratigráfica obtenida con la escala de tiempo de polaridades geomagnéticas global (**Fig. 50** y **Fig. 51**).

La correlación de la sucesión magnetostratigráfica del sinclinal de Afrineh puede realizarse mediante dos posibles opciones. La primera asume que la formación de Agha Jari pueda tener una edad similar a la obtenida en el sinclinal de Zarrinabad (Homke et al., 2004) (opción 2, **Fig. 50**). Estas correlaciones se comparan con las edades obtenidas por Gradstein et al. (2004). Esta opción dos es la menos preferida debido a que la correlación es forzada tal como se observa en la **Fig. 50**. Sin embargo, una correlación de los datos obtenidos con edades más antiguas de la serie global permiten obtener una correlación de todos los chrons determinados (**Fig. 50**, opción 1). Esta opción permite asignarle a la serie de Afrineh unas edades situadas entre los 14.6 y los 11.2 Ma correspondientes a la parte media y alta del Mioceno medio.

La correlación en el sinclinal de Chaman Goli es más incierta (**Fig. 51**). La correlación de los chrons obtenidos entre los 400 y 825 metros muestra sin embargo una correlación muy buena con el Mioceno medio. Esta correlación para la parte inferior de la formación de Agha Jari indicaría unas edades muy próximas a las asumidas para la misma serie en el sinclinal de Afrineh.

## **4.5 Resultados**

### ***Edad de las formaciones de Gachsaran, Agha Jari y Bakthyari***

De acuerdo con los datos obtenidos y la correlación propuesta se obtiene que la parte mas inferior muestreada de la formación de Gachsaran, 350 m por debajo del contacto entre Gachsaran-Agha Jari, es de aproximadamente 15,4 Ma. El contacto Gachsaran-Agha Jari tiene una edad de 13,9 Ma mientras que el techo de la formación de Agha Jari es de 11,2 Ma (**Fig. 53**). La formación de Bakthyari no está representada en el sinclinal de Afrineh y sería en todo caso más joven de 11 Ma pero posiblemente

mucho más joven que los del sinclinal de Changuleh donde han sido datados de edad Plioceno (Homke et al., 2004).

En el sinclinal de Chaman Goli no se observa el contacto basal de la formación de Agha Jari. A pesar de esto es significativo que el techo de la formación de Gachsaran es claramente más antiguo que en el sinclinal de Afrineh situado hacia el SW. Nuestra interpretación indica que los primeros sedimentos bien datados en la serie del sinclinal de Chaman Goli tienen una edad de 14,2 Ma (**Fig. 53**). La transición entre las formaciones de Agha Jari y Bakthyari es gradual y por tanto difícil de datar. Sin embargo, el inicio de esta transición a los 660 metros tiene una edad de 12,4 Ma mientras que el techo de la transición se podría situar entre los 10-9 Ma (**Fig. 53**). Aunque de forma muy especulativa una extrapolación de las velocidades de sedimentación hacia la base de la serie situaría el contacto entre las formaciones de Razak y Agha Jari en los 17,2 Ma correspondiente al final del Mioceno inferior de acuerdo con las estimaciones basadas en biostratigrafía realizadas por James y Wynd (1965).

#### ***Edad de la deformación en los sinclinales de Afrineh y Chaman Goli***

En el sinclinal de Afrineh se observan sedimentos de crecimiento a los 656 m por encima del contacto de Gachsaran-Agha Jari con una edad estimada para la base de estos depósitos de 11,8 Ma (final del Mioceno medio) (**Fig. 53**). En el sinclinal de Chaman Goli se observan indicaciones de crecimiento sobre los 1000-1100 m desde la base de la sucesión. Estas unidades de crecimiento pueden tener, de acuerdo a nuestras estimaciones, una edad de 11 Ma y por tanto muy similar a las edades de crecimiento obtenidas para el sinclinal de Afrineh. En el flanco noroeste del sinclinal de Chaman Goli se observan cambios de inclinación de las capas de conglomerados de la formación de Bakthyari también asignadas a sedimentos de crecimiento. Esto indicaría que los sedimentos en el bloque inferior del cabalgamiento de High Zagros Fault mostrarían su actividad a los 9 Ma (**Fig. 53**).

#### 4.6 Discusión: secuencia del plegamiento y evolución de la cuenca sedimentaria de antepaís en el Zagros

Reuniendo las diferentes edades determinadas en los sinclinales de Changuleh, Zarrinabad, Afrineh, y Chaman Goli se obtiene una secuencia del plegamiento a través del arco del Pusht-e Kuh de forma clara (**Fig. 54**). Los datos existentes muestran una secuencia de deformación en la cual el acortamiento y las diferentes facies sedimentarias migran desde el traspais hacia el antepais. Esta secuencia de deformación incluiría el sistema de pliegues del Pusht-e Kuh Arc y el cabalgamiento de High Zagros Fault al igual que zonas más internas todavía del sistema de colisión del Zagros (Fakhari et al., 2008) (**Fig. 54**).

De lo expuesto se extraen algunas conclusiones importantes. Una de las más importantes es el diacronismo de las diferentes formaciones que rellenan la cuenca de antepais del Zagros. Es claro ahora que las formaciones de Gachsaran, Agha Jari, y Bakthyari son equivalentes laterales en edad y muestran diferentes ambientes en la cuenta de antepais desde zonas más distales y más proximas, respectivamente (**Fig. 54**). Estas unidades de facies migraron desde el noreste hacia el suroeste a lo largo del tiempo tal como ha sido propuesto muy recientemente por Fakhari et al. (2008). Esta migración es sincrónica de la formación de la cuenca longitudinal en sentido noroeste y sureste hacia el Golfo Pérsico en tiempos miocenos (Vergés, 2007).

Una segunda conclusión importante es que el plegamiento en el Zagros se ha realizado durante los últimos 20 Ma. La duración de este plegamiento es mucho más larga de lo que se pensaba anteriormente para el Zagros descrito como una de las cadenas más jóvenes de la Tierra. Sin embargo, estos datos permiten una mejor correlación con la reconstrucciones de placas tectónicas entre Irán y Arabia (e.g. McQuarrie et al., 2003).

Para comprender la historia geológica de la colisión continental entre las placas de Irán y Arabia con la formación subsecuente de la cadena del Zagros se han de integrar estos resultados junto con los obtenidos anteriormente para fases del plegamiento de edades Paleocena y Eocena.

#### **4.7 Conclusiones**

Las conclusiones más importantes descritas en este apartado de este resumen en español podrían indicar que se han determinado las edades de las series sedimentarias y del crecimiento de dos nuevos sinclinales situados en el centro del arco del Pusht-e Kuh y en el bloque inferior del cabalgamiento de High Zagros Fault (Afrineh y Chaman Goli, respectivamente).

Mediante estas nuevas dataciones se ha determinado que tanto los pliegues como los conjuntos de facies sedimentarias migran en la misma dirección hacia el antepaís, tal como ocurre en la mayoría de los sistemas de cuencas de antepaís. Esta migración noreste al suroeste es independiente de la dirección del flujo de la cuenca de antepaís que vertía hacia el Golfo Pérsico, de edad Miocena.

Estas nuevas determinaciones junto con las edades recientemente determinadas para sedimentos conglomeráticos atribuidos a la formación de Bakthyari y situados en relación con el cabalgamiento Main Zagros Thrust en zonas más internas de la cadena del Zagros permite deducir una buena secuencia de la deformación para la región de estudio.

## CONCLUSIONES GENERALES

### Capítulo 5

La región estudiada en esta tesis es objeto de exploración petrolífera por parte de diferentes compañías tanto internacionales como estatales de Iran. El estudio realizado en esta tesis ha permitido comprender algunos de los problemas significativos de la región tanto a nivel académico como de la exploración de hidrocarburos.

Se han analizado las características del plegamiento en una región noreste del arco del Pusht-e Kuh en donde coexisten grandes pliegues al nivel de las calizas del Cretácico superior con pliegues de tamaño más pequeño al nivel de las calizas de la formación de Asmari (los dos reservorios de hidrocarburos más importantes de la región). El anticlinal de Zangul ha permitido desarrollar una metodología de estudio en 3D que ayudará tanto a la interpretación sísmica en proceso de adquisición como a la comprensión de la geometría de los anticlinales en profundidad. Uno de los resultados importantes es que los pequeños pliegues al nivel de las calizas de la formación de Asmari se agrupan formando sinformes en la terminación SE del anticlinal de Zangul mientras que se agrupan formando antiformes en la terminación NW. Estas terminaciones antiformales presentan buenas expectativas para contener trampas estructurales al nivel de la formación de Sarvak (reservorio del Cretácico superior).

Otro de los problemas importantes de la región de estudio consistía en determinar la geometría del anticlinal frontal del arco del Pusht-e Kuh a lo largo del anticlinal de Anaran. En esta región se ha realizado un estudio de campo ayudado por modelización analógica mediante cajas de arena. La determinación de la geometría del anteflanco del anticlinal de Anaran es muy importante para concluir el estudio de un vasto reservorio situado en su frente y con descubrimientos importantes de hidrocarburos en los pozos de Azar y de Changuleh. En este caso se optó por construir el anteflanco del anticlinal de Anaran subvertical y cortado por cabalgamientos de gran buzamiento. Esta interpretación está de acuerdo con los resultados de los modelos analógicos y especialmente con los resultados cuando se añade sedimentación sintectónica en el frente del anticlinal. Los efectos combinados de la sedimentación sintectónica y de la erosión en la zona de culminación del anticlinal modelado indican una verticalización y un alargamiento del anteflanco del pliegue. Las relaciones entre pliegue, fallas normales

y levantamiento por encima del cabalgamiento de Mountain Frontal Flexure permiten deducir una secuencia evolutiva que se puede aplicar a otros anticlinales situados encima del Mountain Frontal Flexure.

Otro de los problemas resueltos ha sido el de la datación del sistema de pliegues y del relleno sedimentario de la cuenca de antepaís del Zagros. Se han realizado estudios magnetostratigráficos en dos sinclinales de crecimiento situados en el centro del arco del Pusht-e Kuh (sinclinal de Afrineh) y en el bloque inferior del cabalgamiento de High Zagros Fault (sinclinal de Chaman Goli). Las dataciones obtenidas integradas con dataciones anteriores en los sinclinales de Changuleh y Zarrinabad así como dataciones recientes de los conglomerados de la formación de Bakthyari a lo largo del flanco del cabalgamiento de MZT permiten afirmar que tanto los conjuntos de facies sedimentarias así como los pliegues migran desde las zonas internas hasta las más externas a lo largo del Mioceno y Plioceno durante más de 20 millones de años. Estos resultados son nuevos y permiten completar la evolución geológica del sistema de pliegues y cabalgamientos del Zagros desde el Cretácico superior hasta la actualidad.