

HOJA 113 - II (ZEGAMA)

INDICE

INDICE

	Pags.
0.- INTRODUCCION	1
1.- ESTRATIGRAFIA	4
1.1. SERIES TERRIGENAS DEL ALBIENSE SUPERIOR	5
1.1.1. Lutitas, limolitas y areniscas silíceas (17). Parabrechas calizas (16). Albiense superior	5
1.1.2. Areniscas silíceas y lutitas (18) y (20). Albiense superior	8
1.2. CALIZAS DE MAR SOMERO DEL ALBIENSE SUPERIOR-CENOMANIENSE INFERIOR (UNIDAD ALBENIZ).....	9
1.2.1. Calcarenitas (21). Albiense superior-Cenomaniense inferior	9
1.2.2. Calizas arrecifales (22). Albiense superior-Cenomaniense inferior	10
1.3. CRETACICO SUPERIOR	11
1.3.1. Margas y margas limolíticas (23)	11
1.4. CUATERNARIO	13
1.4.1. Gravas, arenas y arcillas. Fondos de valle (67). Holoceno	13
1.4.2. Cantos en matriz limo-arcillosa. Coluviones (65) y depositos aluvial-coluvial (70). Holoceno	13
2.- TECTONICA	14
2.1. LA CUENCA VASCO-CANTABRICA. CONTEXTO ESTRUCTURAL	15

2.2.	UNIDADES ESTRUCTURALES	21
2.2.1.	Terminación oriental del cabalgamiento de Aitzgorri.	21
2.2.2.	Unidad de Aralar.	24
2.2.3.	Labios de la falla de Alsasua-Irurtzun	25
2.2.3.1.	Sinclinales de Urbasa y Andia	26
2.2.3.2.	Anticlinal de Ergoiena	26
2.2.3.3.	Sinclinal de San Donato-Satrustegi	26
2.2.3.4.	Diapiro de Ollo	27
3.-	GEOMORFOLOGIA	29
4.-	HISTORIA GEOLOGICA	31
5.-	GEOLOGIA ECONOMICA	36
5.1.	RECURSOS MINERALES	37
5.2.	HIDROGEOLOGIA	38
5.2.1.	Introducción	38
5.2.2.	Unidad hidrogeológica de Aralar	39
5.2.2.1.	Situación geográfica	39
5.2.2.2.	Climatología e hidrología	39
5.2.2.3.	Geología y estructura	39
5.2.2.4.	Principales acuíferos de la unidad	40
5.2.2.5.	Parámetros hidráulicos	46
5.2.2.6.	Calidad química de las aguas	47
5.2.2.7.	Recursos y reservas	47
6.-	BIBLIOGRAFIA	49

La presente hoja y memoria han sido realizadas por COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

ANTONIO HERNANDEZ SAMANIEGO: Coordinación y dirección

MIGUEL ANGEL LOPEZ-HORGUE: Cartografía Geológica y Memoria

JUAN IGNACIO BACETA CABALLERO: Cartografía Geológica y Memoria

ALFONSO OLIVE DAVO: Cartografía Geomorfológica y Memoria

SEGISMUNDO NIÑEROLA PLA: Hidrogeología y Memoria

ANTONIO CEREZO ARASTI: Hidrogeología y Memoria

JOSE LUIS CACHO LEJARZA:
(TUNELCONSULT)

TECNA: Bases de datos. Digitalización

ASESORES:

ALFONSO MELENDEZ HEVIA
MATEO GUTIERREZ ELORZA

COORDINACION:

ESTEBAN FACI
JAVIER CASTIELLA

0.- INTRODUCCION

0.- INTRODUCCION

El Cuadrante de Zegama a escala 1:25.000 forma parte de la hoja número 113 (23-7) "Salvatierra" del mapa topográfico nacional a escala 1.50.000.

La gran mayoría del área correspondiente se engloba dentro de la provincia de Gipuzkoa, quedando únicamente en Navarra la esquina SE de la misma. Los núcleos principales de población quedan, por tanto, en Gipuzkoa; la pequeña fracción de Navarra no contiene más que las extensiones norteñas de los municipios de Olazti-Olazagutia y Alsasua. Destacan topográficamente la peña Orobe (846) y los cresteríos que hacen frontera al Norte con la Comunidad Autónoma Vasca, con cotas entre 750 y 900 m. La principal corriente fluvial es el río Alzania y sus múltiples arroyos tributarios.

Desde el punto de vista geológico-regional, el cuadrante se incluye en la terminación occidental de los Pirineos, dentro de la Cuenca Vasco-Cantábrica, y más exactamente, en el extremo sureste del Sinclinorio de Bizkaia, pero cercano a la terminación del Anticlinorio de Bilbao; es en esta zona donde se produce un cambio notable de las directrices estructurales, configurándose el denominado Arco Vasco.

Exceptuando los materiales cuaternarios, de escasa representación, la sucesión estratigráfica comprende materiales del Albiense Superior y Cenomaniense. La tectónica alpina afectó a estos materiales con varias fases de plegamiento; asimismo, posibles actuaciones tectónicas sinsedimentarias condicionaron la sedimentación en esas edades.

En cuanto a trabajos previos en la zona, pocas son las referencias hasta los años 70; entre ellas caben destacar las de VAN STRALEN, V. (1940-44); RUIZ DE GAONA, M. (1943-52), CIRY, R. y MENDIZABAL, J. (1949) y, sobre todo, la tesis doctoral

de RAT, P. (1959), la cual constituye un trabajo fundamental en el ámbito de la geología regional de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Los siguientes estudios de relevancia son los integrados dentro de las cartografías a escala 1:25.000, para la Diputación Foral de Navarra y a escala 1:50.000 para el Instituto Geológico y Minero, en 1966 y 1987 respectivamente. Ultimamente se han abordado con detalle estudios sobre las calizas de Orobe y las canteras del N de Alsasua (GOMEZ ALDAY y FERNANDEZ-MENDIOLA, 1994; LOPEZ-HORGUE et al, 1996).

Para la realización de la cartografía y la redacción de la presente memoria ha sido de gran utilidad la documentación cedida por la Diputación Foral de Navarra y cuyos autores son Lorenzo Villalobos, Angel Carbayo y Landelino León.

Por último, desde estas páginas queremos rendir un homenaje póstumo al Dr. José Ramirez del Pozo, fallecido durante la realización de estos trabajos, por su inestimable contribución al conocimiento de la estratigrafía de la zona.

1.- ESTRATIGRAFIA

1.- **ESTRATIGRAFIA**

En el cuadrante de Zegama (113-II) afloran materiales sedimentarios con edades comprendidas entre el Cretácico Inferior y Cenomaniense. En lo concerniente al territorio navarro, solamente afloran depósitos del Albiense Superior al Cenomaniense Medio.

Los grupos litológicos diferenciados se engloban dentro del mismo dominio estructural, comprendido entre las terminaciones surorientales del Anticlinorio de Bilbao y del Sinclinorio de Bizkaia. Es en esta zona donde se encuentra un juego de fallas de transferencia de cierta importancia, accidente regional conocido con el nombre de Falla de Bilbao-Alsasua (terminación occidental de la falla de Irurtzun-Alsasua) (EVE, 1992).

1.1. **SERIES TERRIGENAS DEL ALBIENSE SUPERIOR**

1.1.1. **LUTITAS, LIMOLITAS Y ARENISCAS SILICEAS (17). PARABRECHAS CALIZAS (16). ALBIENSE SUPERIOR.**

Se trata de un conjunto litológico cuya base aflora en terrenos de Gipuzkoa. Está compuesto por lutitas, negras en ocasiones, y limolitas, frecuentemente arenosas, con escasos restos de fauna bentónica (pelecípodos, equínidos, p. ej.). Las limolitas arenosas suelen ser la base de pequeñas secuencias negativas, de 2-4 m de espesor, compuestas por areniscas de grano fino y medio con laminación cruzada y paralela, con techo neto. Asimismo, estas limolitas también representan el cambio lateral de areniscas de iguales características; ello nos induce a pensar en barras progradantes de tipo deltaico.

También son frecuentes capas de 10-15 cm de espesor de areniscas de grano fino a muy fino con bases y techos netos y con laminaciones cruzadas y paralela, así como marcas de muro; indicarían el depósito de suaves flujos de turbiedad en una plataforma siliciclástica de carácter somero (indicado por los materiales anteriormente descritos), pudiendo corresponder, por tanto, a flujos generados por tormentas.

Este tramo presenta una potencia mínima en este sector de aproximadamente 1500 m. y hacia techo evoluciona hacia litologías predominantemente lutíticas con esporádicas pasadas areniscosas; asimismo también presenta pequeños niveles de parabrechas calizas (16) cuyo origen podría estar en plataformas carbonatadas actualmente desmanteladas por erosión o no aflorantes. Después de las parabrechas dominan lutitas y limolitas pero de tendencia somera, a tenor de las facies que se desarrollaron posteriormente.

Los mejores afloramientos se localizan a favor de las pistas forestales que se sitúan al Norte de la cantera de la carretera N-1. Este término y el siguiente presentan sus equivalentes laterales más proximales en la zona Norte de Olazti-Olazagutia.

La muestra arcillosa analizada en la unidad (17) ha dado el siguiente resultado:

DESCRIPCION:

Limolita margo-arenosa beige-amarillenta con cemento calcáreo. Masiva y compacidad moderada. Localmente zonas mas arcillosas, aspecto caótico.

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos	48%
Cuarzo	28%

Feldespatos	6%+
Calcita	18%
Dolomita	-
Yeso	-
Celestina	-
Halita	-
Otros	-

+ Los Feldespatos son calco-sódicos.

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita	77%
Esmectita	-
Vermiculita	7%
Clorita	-
Caolinita	16%*
Interestrat.	id

Indice de Biscaye -

Indice de Kubler 6.6

* Vermiculita desordenada de baja carga interestratificada irregularmente con illita.

COMPOSICION MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

Cuarzo (28%) / Feldespato (6%) / Calcita (18%)

Illita (37%) - Caolinita (7.7%) - Vermiculita (3.3%)

1.1.2. ARENISCAS SILICEAS Y LUTITAS (18) Y (20). ALBIENSE SUPERIOR.

Este término engloba los tramos más areniscosos (18) dentro del término anterior, así como el equivalente lateral de éste al sur (20). Está compuesto por areniscas similares a las anteriores, definiendo secuencias negativas, y por areniscas con base erosiva, frecuentemente masivas o también con estratificación cruzada. Corresponderían a barras y canales alimentadores dentro de un sistema deltaico. La potencia de los distintos tramos llega a alcanzar 6-8 m, pudiendo presentar en conjunto alrededor de 75 m (18). Los materiales equivalentes laterales, al sur (20), presentan aproximadamente 150 m. de potencia.

Estos términos son asimilables a la Formación Valmaseda, de carácter siliciclástico somero. La edad atribuida a los materiales de esta Formación aflorantes en esta hoja es Albiense Superior, posiblemente zona **inflatum**, en base a datos paleontológicos (ammonites de las especies **Mortoniceras (Deiradoceras) cunningtoni** e **Hystero-ceras orbigny**; WIEDMANN, 1979).

1.2. CALIZAS DE MAR SOMERO DEL ALBIENSE SUPERIOR-CENOMANIENSE INFERIOR. (UNIDAD ALBENIZ)

Unidad definida inicialmente como Formación Eguino por GARCIA-MONDEJAR (1982), dentro de la cual se incluyen los litosomas calizos y sus facies carbonatado-terrágenas equivalentes laterales que afloran entre Asparrena (Araba) y Alsasua (Navarra). Esta formación ha sido recientemente redefinida como Unidad Albeniz (LOPEZ-HORGUE et al 1996), en base a una nueva concepción estratigráfica.

En la Hoja de Zegama afloran los siguientes terminos de la misma:

1.2.1. **CALCARENITAS (21). ALBIENSE SUPERIOR-CENOMANIENSE INFERIOR**

Suponen la culminación de la somerización comenzada en el término infrayacente (17). Se trata de calcarenitas bioclásticas de grano medio-grueso, en ocasiones fino, compuestas fundamentalmente por artejos de crinoides y fragmentos de otros equinodermos, formando la facies denominada encrinita. Se disponen en paquetes de hasta 1 m de espesor definidos por finos tapices margosos, o bien se presentan masivas. Afloran sobre todo en la zona Norte, en las canteras cercanas a la N-1. Hacia el Sur (Orobe) se presentan intercaladas con terrígenos limolítico-arenosos, cambiando en parte el contenido faunístico, presentando orbitolínidos, rudistas radiolítidos y pelecípodos. Su techo presenta una superficie de condensación sedimentaria con desarrollo de "hard-ground". Se interpretan como depositadas en una plataforma somera por encima del nivel de base del oleaje.

Su potencia maxima observada no supera 70 m.

1.2.2. CALIZAS ARRECIFALES (22). ALBIENSE SUPERIOR-CENOMANIENSE INFERIOR

Es en el monte Orobe donde aflora uno de los litosomas calizos aislados que componen la Unidad Albeniz. Está formado por calizas micríticas ricas en corales y calcarenitas que configuran un dispositivo de parche arrecifal con fuertes taludes en tránsito a margas de cuenca relativa con escasos fósiles. El techo presenta rasgos de disolución y posterior relleno, indicativos posiblemente del desarrollo de rasgos paleokársticos. Su potencia alcanza 150 m.

En materiales equivalentes laterales se han encontrado ammonites que datan el Vraconiense (LOPEZ-HORGUE et al 1996); por tanto, y teniendo en cuenta las edades del infra y suprayacente, podemos considerar que la Unidad Albeniz es de edad Albiense Superior, zona **inflatum**-Cenomaniense Inferior. Ambos términos de la unidad Albeniz presentan cambios laterales y son infrayacentes de limolitas calcáreas y margas (23), término que se puede incluir, en parte, dentro de esta unidad, pero del que hablaremos dentro del Cretácico superior.

1.3. CRETACICO SUPERIOR

1.3.1. MARGAS Y MARGAS LIMOLITICAS (23)

Los materiales asimilables a este episodio (23) afloran en la zona de Sorozarreta. Se trata de limolitas calcáreas y hacia techo margas y margocalizas, que se disponen replegadas configurando el núcleo de un sinclinal. En su base presentan una microbrecha en contacto con la unidad calcarenítica, y son en parte equivalentes laterales de las calizas de la Unidad Albeniz, pudiendo presentar brechas y calcarenitas de poca entidad.

Son indicativas de un medio de plataforma externa y suponen una profundización respecto a su infrayacente. Su correlación por naturaleza y disposición estratigráfica nos permite suponerlas como de edad Cenomaniense Inferior-Medio. No sobrepasan 250 m de espesor en este cuadrante.

El análisis realizado en una muestra tomada en las lutitas de la unidad (23), ha dado los siguientes resultados:

DESCRIPCION:

Marga calcárea gris oscura, laminada-fisil (shale).

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos	34%
Cuarzo	6%
Feldespatos	<5%+

Calcita	56%
Dolomita	-
Yeso	-
Celestina	-
Halita	-
Otros	-

+ Los Feldespatos son calco-sódicos.

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita	55%
Esmectita	12%
Vermiculita	-
Clorita	2%
Caolinita	31%
Interestrat.	id

Indice de Biscaye *

Indice de Kubler 4.9

* La esmectita está muy mal cristalizada y presenta indicios de interestratificación con illita.

COMPOSICION MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

Cuarzo (6%) / Feldespato (<5%) / Calcita (56%)

Illita (18,7%) - Esmectita (4%) - Clorita (0,7%) - Caolinita (10.6%)

1.4. CUATERNARIO

1.4.1. **GRAVAS, ARENAS Y ARCILLAS. FONDOS DE VALLE (67). HOLOCENO.**

Se incluyen en este apartado los depósitos relacionados con la génesis fluvial, y de edad holocena.

En la red fluvial de menor orden, se han cartografiado los fondos de valle más importantes (67), compuestos por gravas dominantes, en matriz areno-arcillosa.

1.4.2. **CANTOS EN MATRIZ LIMO-ARCILLOSA. COLUVIONES (65) Y DEPÓSITOS ALUVIAL-COLUVIAL (70). HOLOCENO.**

Se han cartografiado las laderas que presentan depósitos asociados de tipo coluvión (65), y que están formados por cantos en matriz limoarcillosa. El espesor de estas formaciones puede alcanzar los 2-3 m. en sus partes más bajas. Su edad es Holoceno.

Algunas áreas presentan depósitos de génesis mixta, fluvial y de ladera, habiéndose cartografiado como depósitos aluvial-coluvial. Están formados por cantos englobados en una matriz de fangos arcillo-limosos. Su potencia se puede estimar en torno a los 2 m., y su edad es holocena.

2.- TECTONICA

2.- TECTONICA

En este apartado analizaremos las estructuras de manera conjunta a los seis cuadrantes de Zegama (113-II), Olazti-Olazagutia (113-IV), Lakuntza (114-I), Uharte Arakil (114-II) y Alsasua (114-III) e Hiriberri-Villanueva Arakil (114-IV). De esta manera, pretendemos realizar un análisis conjunto para dar coherencia a las interpretaciones que puedan surgir, debido, sobre todo, a que la estructura principal, la falla Irurtzun-Aslasua, está representada en casi todas las hojas y es la responsable del control estructural mayor que afecta a toda la zona. El contexto regional, igualmente importante, sirve para incluir el área estudiada dentro de un dominio geodinámico más amplio, situándonos a nivel de Cuenca Vasco-Cantábrica.

Asimismo, las estructuras menores se analizarán teniendo en cuenta sus peculiaridades para cada cuadrante.

2.1. LA CUENCA VASCO-CANTABRICA. CONTEXTO ESTRUCTURAL

La región Vasco-Cantábrica, situada en la parte nor-oriental de la Península Ibérica, forma la prolongación occidental del cinturón orogénico alpino de los Pirineos. En la cuenca pericratónica perteneciente a esta región (fig. 1) se depositaron principalmente materiales de edad mesozoica, mayoritariamente del Cretácico (Figura 2). Las potencias de las series del Jurásico Superior-Cretácico, por ejemplo, alcanzan según autores, 17.000 m (LOTZE, 1960), 12.000 (BRINKMANN AND LÖGTERS, 1968), 14.000 (RAMIREZ DEL POZO, 1971) y 15.000 m (GARCIA MONDEJAR, 1989; en este caso para el Mesozoico-Terciario temprano). El origen de estos grandes acúmulos de sedimentos ha sido durante tiempo atribuido al proceso geodinámico de extensión relacionado con la

FIG. 1

FIG. 2

apertura del Golfo de Bizkaia y el Océano Atlántico Norte (MONTADERT ET AL, 1974; RAT ET AL, 1983; GARCIA-MONDEJAR, 1989, entre otros).

Posteriormente a una fase de "rifting" en el Triásico Inferior, se originaron estructuras transtensivas que originaron numerosas cuencas que se rellenaron con siliciclásticos continentales, carbonatados y evaporitas, éste último ya en el Trias Keuper (GARCIA-MONDEJAR et al, 1986). La compartimentación en bloques queda reflejada en las importantes variaciones de espesor de estos materiales, así como en la intrusión de magmas basálticos (ofitas). Las fallas de "rifting" triásicas reactivaron estructuras hercínicas previas (ZIEGLER, 1982).

Durante el Jurásico inferior y medio se produjo una subsidencia más uniforme y amplia, tectónicamente pasiva, con implantación progresiva de la sedimentación marina. A pesar de ello, se desarrolla una gran subsidencia diferencial con desarrollo de surcos intraplataforma (MELENDEZ, 1976).

La segunda etapa de rifting es la más importante, individualizándose en ella la verdadera cuenca Vasco-Cantábrica. Durante este episodio, que comienza en el Jurásico Superior con los primeros movimientos kimméricos (PUJALTE, 1981), se produjeron las fosas wealdenses (PUJALTE, 1977), con formación de cuencas limitadas por fallas, que se rellenaron con materiales continentales y transicionales.

A principios del Aptiense la cuenca se hace más subsidente, sobreviniendo una etapa transgresiva, con desarrollo de amplias plataformas carbonatadas. A partir del Aptiense Superior, el movimiento de la placa Ibérica respecto a la Europea sufre un cambio que causó la rotación en el sentido contrario a las agujas del reloj, de manera opuesta a como habría sido hasta ahora. Se producen fallas transformantes que originaron subcuencas de "pull-apart", con compar-

timentación en altos y surcos. Estas cuencas tienden a rellenarse hasta el Albiense Superior.

La actividad tectónica de la fase extensional de la Cuenca Vasco-Cantábrica culmina con la generación de corteza oceánica, hecho reflejado con el inicio del vulcanismo en el Albiense Superior en el sinclinorio de Bizkaia (MATHEY, 1982).

La expansión subsecuente (drifting) trae la acreción de corteza oceánica y el adelgazamiento cortical continental; esto último produce un efecto subsidente más amplio. Los materiales del Flysch albiense colmatan una cuenca compartimentada tras la fase de rift.

Las series del Aptiense-Albiense de la región Vasco-Cantábrica presentan buenos afloramientos, con espesores locales de hasta 5.000 m (PUJALTE Y MONGE, 1985). Estas series, asimismo, representan el más interesante periodo en la evolución de la Cuenca, pues fueron depositados durante la transición de "rifting" a "spreading" (expansión) (MONTADERT et al 1979).

Investigaciones de diferentes grupos internacionales han estudiado tradicionalmente las series del Aptiense-Albiense y muchos de ellos han aportado la existencia de distintos tipos de tectonismo sinsedimentario para ese periodo de tiempo, destacando entre otros los trabajos de RAT (1959), VOORT (1963), FEUILLÉE Y RAT (1971) Y GARCIA MONDÉJAR (1979, 1989).

Las fallas que han controlado la sedimentación en el Aptiense-Albiense se agrupan en tres familias principales, aproximadamente coincidentes con las subdivisiones de dominios estructurales propuesta por FEUILLÉE Y RAT en 1971 (zonas 2, 3 y 4 en fig. 2). La zona de Irurtzun-Alsasua, objeto de este estudio, queda incluida en los dominios Navarro-Cantabro y Arco Vasco (nº 4 en fig. 2), caracterizado por fallas

principales de dirección NW-SE y NE-SW, y fallas secundarias de dirección N-S, pero que en nuestra zona sufren una inflexión a direcciones E-W dominantes, ofreciendo el tránsito al Dominio Sudpirenaico.

A lo largo del Cretácico superior hasta el final del Santoniense se produce un progresivo hundimiento de toda la cuenca. Como consecuencia se produce una transgresión marina generalizada con desarrollo de amplias plataformas carbonatadas al sur y centro de la cuenca, y depósitos flysch con intercalaciones de lavas basálticas en la parte nor-oriental. A finales del Santoniense cesa el vulcanismo y finaliza la creación de corteza oceánica. A partir de este momento, se produce en la cuenca el paso de margen pasivo a margen activo, con subducción de la corteza oceánica bajo la placa Ibérica. Esto se refleja en el inicio de una lenta regresión y en el depósito de sucesivos flysch ligados a prismas de acreción tectónica que se crean en el borde de la placa cabalgante.

2.2. UNIDADES ESTRUCTURALES

La zona de estudio, como hemos comentado anteriormente, se sitúa en los extremos orientales de los Dominios Navarro-Cantábro y Arco Vasco (FEUILLÉE Y RAT, 1971), ya en tránsito a la zona sudpirenaica, ofreciendo por ello un cambio en las directrices estructurales mayores. Es aquí, concretamente en la zona de Alsasua, donde se produce la transferencia estructural más importante. Nos referimos a la transferencia entre el pliegue anticlinal cabalgante de Aitzgorri, de dirección NW-SE y vergencia norte, y la falla inversa de Irurtzun-Alsasua, de dirección E-W y vergencia sur. Además de estas dos estructuras principales, en la parte nor-oriental de la zona de estudio (cuadrante de Uharte Arakil, 114-II) se localiza parte del cabalgamiento de Aralar (dirección E-W aprox. y vergencia norte) y concretamente su límite SE; asimismo también se localiza en esta parte la estructura anticlinal fallada vergente al norte, de Madoz-S. Miguel, íntimamente relacionada al accidente anterior (cabalgamiento de Oderitz; IGME, 1987) (Ver figura 3).

Estas son, a grandes rasgos, las áreas estructurales mayores distinguidas y los accidentes más importantes que las caracterizan:

2.2.1. TERMINACIÓN ORIENTAL DEL CABALGAMIENTO DE AITZGORRI.

Zona con intensa deformación que configura la amortiguación de esta estructura en el área Ziordia-Olazti (ver figura 4) y el relevo mediante fallas de dirección NW-SE entre Otzaurte (Guipuzkoa) y Orobe (Navarra) (ver fig. 3). Se encuentra comprendida entre las hojas de Zegama (113-II), Olazti-Olazagutia (113-IV) y Alsasua (114-III). En la hoja de Olazti-Olazagutia se sitúa la terminación del cabalgamiento de Aitzgorri definiendo una parte Norte muy deformada, incluso con series invertidas, configurando un sistema de pliegues que, en general, marcan un antiforme con cierre periclinal al W de Alsasua. Esta estructura se ve

FIG. 3

FIG. 4

afectada hacia el Norte por las fallas de Otzaurte-Orobe; estas fallas convergen en Guipuzkoa con el anticlinal vergente de Aitzgorri, siendo denominadas como falla de Bilbao-Alsasua (EVE, 1992). Nosotros creemos más apropiado denominarlas como juego de transferencia de Otzaurte, pues supone el relevo de la estructura de Aitzgorri por el accidente de Irurtzun-Alsasua.

2.2.2. UNIDAD DE ARALAR.

Fue bautizada como "Ecaille d'Aralar" por LAMARE en 1936. No aparece totalmente representada en este estudio, pues abarca parte de Gipuzkoa y zonas de Navarra no incluidas aquí. Está delimitada septentrionalmente por el cabalgamiento del mismo nombre, vergente al Norte y meridionalmente por el accidente de vergencia sur Irurtzun-Alasua. Este último accidente forma parte de una serie de escamas en relevo que actúa desde Gulina (fuera del área de estudio) pasando por Irurtzun y los valles de Arakil-Burunda (LOPEZ HORGUE et al 1996). Asimismo, esta estructura lleva asociados a ambos lados de la misma, una serie de pliegues oblicuos a la misma con ángulos entre 10° y 30° (*en echeleon folds*; harding y Lowe, 1979); estos se suelen desarrollar en áreas de transferencia de esfuerzos entre accidentes principales, lo que nos induce a pensar en un modelo transpresivo dextral que deformó la zona en la etapa alpina. Entre las hojas de Zegama (113-III), Alsasua (114-III) y Lakuntza (114-I) se distinguen este tipo de pliegues, en el labio norte de la falla, con flancos apretados y planos axiales tendentes a la verticalidad (anticlinales y sinclinales al Norte de Alsasua-Bakaiku).

El cabalgamiento de Aralar es la expresión de un pliegue anticlinal fallado, que en su parte media, entre Madoz-S. Miguel, conlleva un accidente menor similar asociado (cabalgamiento de Oderitz; IGME 1987). Esto nos define una zona al norte de este pequeño anticlinal afectada por un sistema de pliegues de amplio radio y fallas NNE-SSW de pequeño salto que la corta totalmente, así como caracterizada por el

afloramiento de series jurásicas y del Cretácico Inferior en la zona de núcleo del cabalgamiento. Al Sur de este pliegue anticlinal menor, con afloramiento también de series jurásicas y wealdienses en su núcleo, su flanco meridional presenta la práctica ausencia de estructuras, dejando una serie monoclinial con fuertes buzamientos (entre 30° y 80° hacia el Sur). Esta serie tiende a desaparecer progresivamente de W a E por efecto de la falla Irurtzun-Alsasua.

En lo referente a la terminación de esta Unidad de Aralar, en su zona W presenta, fuera ya de Navarra, la estructura domal de Ataun, resultante de la interferencia del pliegue anticlinal cabalgante de Aralar con otro anticlinal menor de dirección ortogonal NNW-SSE; cabe destacar que el margen arrecifal de Lizarrusti (justo en el límite de Gipuzkoa-Navarra) de edad Albiense Inferior, así como el surco de Lakuntza-Lizarrusti (Albiense Superior) presenta aproximadamente esta directriz estructural NNW-SSE, sugiriéndonos la actuación sinsedimentaria de accidentes con esta dirección, los cuales posibilitarían la creación de altos estructurales (zonas de sedimentación somera) y surcos relativos (zonas de batimetría comparativamente mayor). Asimismo, la terminación oriental de la Sierra de Aralar, la cual entra parcialmente en la hoja de Uharte-Arakil (el resto entraría en el cuadrante 115-I), presenta una estructura de dirección NNW-SSE que representa la transferencia del cabalgamiento de Aralar y del pliegue S. Miguel-Madoz (Cabalgamiento de Oderitz; IGME 1987). Este accidente estaría relacionado a una estructura profunda marcada por la alineación de diapiros Estella-Lekunberri, denominada Falla de Pamplona. Esta falla separa una zona con gran acortamiento alpino al E de otra menos deformada hacia Pamplona (MARTINEZ-TORRES, 1991).

2.2.3. LABIOS DE LA FALLA DE ALSASUA-IRURTZUN

Estructuralmente es una zona poco compleja, caracterizada principalmente por el desarrollo de grandes pliegues que afectan a la serie del Cretácico superior y Terciario. Sus características se resumen a continuación:

2.2.3.1. SINCLINALES DE URBASA Y ANDIA

Pueden considerarse como la misma estructura. Se trata de 2 sinclinales muy suaves (los flancos generalmente no tienen inclinaciones mayores de 35°). Su límite corresponde a la denominada como falla de Zunbeltz (NANGRON, 1959) o falla de Lizarraga (IGME, 1987), accidente de dirección aproximada N-S y para lo cual se reconoce un movimiento normal en tijera acompañado de un desgarre de tipo dextral. A menor escala el Sinclinal de Andía está afectado por un intenso diaclasado de direcciones variables que adquiere mayor desarrollo en los cuadrantes situados al S.

2.2.3.2. ANTICLINAL DE ERGOIENA

Se sitúa a continuación del sinclinal de Andía. Corresponde a un pliegue de dirección WNW-ESE, cuyo núcleo está compartimentado por varias fallas normales de dirección paralela y perpendicular al eje. La más importante y la falla de Unanu, junto con un asociado de la misma dirección, permiten la presencia de un bloque hundido en el que se han preservado materiales del Daniense inferior (Monte Gaisaundi). Es interesante resaltar que en la prolongación oriental de este anticlinal se sitúa el diapiro de Olo, cuya ubicación está favorecida a favor del núcleo anticlinal.

2.2.3.3. SINCLINAL DE SAN DONATO-SATRUSTEGI

Corresponde a otra gran estructura sinclinal a favor de la cual afloran de forma espectacular las calizas del Luteciense inferior-medio. Su eje es también de orienta-

ción E-W y se hunde suavemente hacia el E, donde llega a situarse entre los diapiros de Olo y Anoz.

Ya en el extremo oriental de la hoja de Villanueva-Hiriberri al S de la falla de Alsasua-Irurtzun, aparece un pliegue anticlinal bastante apretado y de eje parcialmente verticalizado (anticlinal de Zuhatzu), y una falla que repite la sucesión del Cretácico superior. Cartográficamente esta falla corresponde a la terminación occidental de una falla inversa de vergencia S (Cabalgamiento de Erice) que BACETA (1996) y POYSOS (1996) continúan a lo largo de unos 20 km hasta el valle de Ultzama.

2.2.3.4. DIAPIRO DE OLLO

El diapiro de Olo, situado en el extremo suroriental de la hoja de Olo (114-IV), tiene forma casi circular, con un ligero alargamiento en dirección No-SE. Se desarrollan varias fallas radiales, siendo las más importantes las situadas en su borde noroeste (zona de Arteta) y las de la zona sur (zona de Arauza). Según KIND (1967) el funcionamiento del diapiro estuvo actuando desde el Paleoceno, llegando a perforar las calizas lutecienses.

También se observan en el interior de la masa arcillosa del diapiro diversas estructuras del tipo de fallas concéntricas que se interpretan como debidas al colapso de la cúpula diapírica, en una etapa relativamente reciente.

fig.5

3.- GEOMORFOLOGIA

3.- GEOMORFOLOGIA

En la parte del territorio navarro en la que se ubica la hoja de Zegama, son reconocibles tres grandes unidades o dominios geomorfológicos: la Sierra de Aralar, al Norte, al Sur las Sierras de Urbasa-Andía, y entre ambas el valle del río Arakil (Valle de la Barranca o La Burunda).

La hoja de Zegama solamente incluye una pequeña parte de la terminación meridional de la unidad de la Sierra de Aralar.

El paisaje actual aparece ocupado, en este área, por una morfología irregular, labrada sobre los materiales principalmente detríticos de la terminación meridional de Aralar. El área ocupada por la parte navarra del territorio de la hoja es tan pequeña, que no permite observaciones de mayor entidad. En cualquier caso, es posible remitirse a la información reseñada para hojas próximas (Lakuntza, Olazti-Olazagutia, Alsasua) para completar una visión general de la geomorfología del área.

Los procesos relativos a la dinámica erosiva fluvial, fundamentalmente la incisión lineal de los cauces, son los principales responsables del modelado del paisaje actual.

4.- HISTORIA GEOLOGICA.

4.- HISTORIA GEOLOGICA.

En este capítulo, intentaremos dar una visión generalizada de la evolución areal y temporal de los distintos sistemas sedimentarios aflorantes en este cuadrante, teniendo en cuenta los condicionantes estructurales que influyeron en la sedimentación. Por otra parte, se hará un intento de análisis estratigráfico-secuencial, partiendo de los ciclos mayores que se puedan definir e intentando su desglose en secuencias menores en la medida de lo posible.

Los materiales más antiguos de este cuadrante son los correspondientes al Albiense Superior, los cuales se pueden incluir dentro de la Formación Valmaseda. Se trata de un sistema sedimentario de plataforma siliciclástica somera con influencia claramente deltaica que se integraría dentro de un ciclo mayor netamente regresivo. Para este momento, un rejuvenecimiento del area fuente continental permitió el aumento de aportes terrígenos a la cuenca, con lo que los sistemas de transición progradaron sobre facies netamente marinas abiertas. No obstante, dentro del mismo sistema se distinguen pequeños ciclos de somerización-profundización ocasionados por el mismo comportamiento del sistema (autocíclico) o por condicionantes externos (alocíclicos; por ejemplo, posibles bajadas y subidas relativas del nivel del mar). Hacia techo, sin embargo, se puede distinguir la pérdida paulatina de aportes terrígenos a la vez que una somerización relativa; ello se puede explicar por el inicio de los primeros pulsos transgresivos unido a efectos tectónicos que permitirían el desarrollo de inestabilidades en otras areas (desarrollo de brechas hacia el final de esta serie) y la creación de altos relativos. Es en estos altos relativos donde se pudieron generar los parches calizos de la Unidad Albeniz que siguen al fin de la Formación Valmaseda, ocupando áreas someras en un contexto transgresivo. Asimismo, estos parches ofrecen márgenes abruptos persistentes en el tiempo, en cambio lateral a margas, resultado de una diferente tasa de sedimentación entre ambos dominios; los márgenes agradacionales de los parches calizos sugieren un rápido ascenso del nivel del mar. Estas

"pequeñas plataformas" carbonatadas pudieron responder a este ascenso rápido hasta que la transgresión se hizo más fuerte hacia el Cenomaniense Medio. Este hecho dió paso al siguiente ciclo transgresivo-regresivo, del Cretácico Superior, el cual se puede decir que comienza con la instauración de una plataforma externa margosa en la zona de estudio.

En la figura adjunta (nº 6) se puede observar la reconstrucción paleogeográfica para el momento de sedimentación de los parches calizos de la unidad Albeniz; como puede observarse, las areniscas de la Formación Valmaseda perdieron su representación en la zona, debido a la retrogradación que experimentaron por efecto de la transgresión que se haría dominante posteriormente en el Cenomaniense Medio. Los mapas paleogeográficos resumidos ayudan a entender esta evolución (fig. nº 7).

fig 6

fig 7

5.- GEOLOGIA ECONOMICA

5.- GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. RECURSOS MINERALES

Desde el punto de vista minero la actividad minera en la hoja de Zegama es nula.

En cuanto a material canterable la única explotación se encuentra en las calizas del Cretácico (Albiense superior-Cenomaniense), constituidas por calizas micríticas y bio-clásticas en bancos potentes y masivos.

Nº	SITUACION	HOJA	ESTADO	COORDENADAS	
				X	Y
67	Sorozarrieta (Atabo)	113-II	Activa	564.800	4753.050

5.2. HIDROGEOLOGIA

5.2.1. INTRODUCCION

La hoja E. 1:50.000 de Alsasua presenta con toda seguridad la hidrogeología más compleja, pero a su vez más importante y mejor estudiada de toda la Comunidad Foral de Navarra.

En 1975 la Comunidad Foral puso en marcha el Proyecto Hidrogeológico de Navarra, que en sus dos Fases, se prolongó hasta 1983. Este estudio permitió definir dentro del Territorio Foral 11 unidades. Posteriormente sucesivos estudios han ampliado considerablemente el grado de conocimiento de cada una de estas unidades.

En la hoja 1:50.000 de Alsasua se diferencian claramente dos unidades:

- Unidad Hidrogeológica de Aralar, que aflora en la mitad Norte de la Hoja.
- Unidad Hidrogeológica de Urbasa, que aflora en la mitad sur.

No obstante, teniendo en cuenta la compartimentación interna de cada una de estas unidades, y el que estas no se suscriban solamente a determinados cuadrantes, se ha utilizado un sistema para abordar el estudio hidrogeológico de cada una de ellas. Así, cada cuadrante se realizará una descripción general de cada una de las unidades presentes, así como un estudio detallado de cada uno de los acuíferos, manantiales o sondeos de cada unidad que se encuentren presentes en cada cuadrante.

Todos los materiales presentes en el cuadrante 113-II ZEGAMA pueden englobarse dentro de la unidad Hidrogeológica de Aralar.

5.2.2. UNIDAD HIDROGEOLOGICA DE ARALAR

5.2.2.1. SITUACION GEOGRAFICA

La Unidad Hidrogeológica de Aralar, que coincide en líneas generales con lo que geográficamente se conoce por Sierra de Aralar, se extiende a lo largo de una banda de 208 km² dentro del territorio foral de dirección E-W. Esta unidad es la más septentrional de las unidades kársticas del Oeste de Navarra, y sus materiales se encuentran presentes en las hojas 1:50.000 de Tolosa, Alsasua y Ansoain.

5.2.2.2. CLIMATOLOGIA E HIDROLOGIA

Tanto la pluviometría como las temperaturas medias son variables dentro de lo que se conoce como Sierra de Aralar.

Existe una clara diferencia entre la zona Norte y Noreste, en la que la precipitación es superior a la vertiente Sur. Para un año definido como medio, se pueden considerar valores de precipitación que oscilan entre los 1850 mm de Osimberde, pasando por los 1750 mm de Iribas, y los 1550 del área de Latasa.

Las temperaturas aparecen más mediatizadas por la altitud de cada área.

Las descargas principales de esta unidad se producen en las cuencas hidrográficas del Larraun y Araquil.

5.2.2.3. GEOLOGIA Y ESTRUCTURA

La Sierra de Aralar, que está formada por materiales fundamentalmente calcáreos, con intercalaciones margosas del Jurásico y Cretácico Inferior, constituye una doble estructura anticlinal asimétrica, de vergencia Norte, en la que los núcleos están

constituidos por materiales de edad Jurásica y los flancos por materiales calcáreos del Cretácico (Urgoniano).

En su borde Noreste la estructura está cortada por el cizallamiento de Azcarate. Al Sur, las calizas Urgonianas se encuentran recubiertas por las formaciones margosas del Cretácico Superior.

Los tramos que constituyen los principales acuíferos son fundamentalmente tres:

- Calizas y calizas dolomíticas del Rhetiense-Sinemuriense Inferior.
- Calizas del Bajociense-Kimmeridgiense junto a las facies Purbek
- Calizas Urgonianas del Aptiense-Albiense

Por otra parte, no se realiza una descripción litológica ni estructural profunda de estos materiales, debido a que esta se realiza en los capítulos correspondientes de la presente memoria.

5.2.2.4. PRINCIPALES ACUIFEROS DE LA UNIDAD

Tanto la litología como la estructura de la Sierra de Aralar condicionan la formación de varios acuíferos con funcionamientos hidrogeológicos diferentes. Los principales son:

ACUIFERO DE IRIBAS:

Presenta una superficie de cuenca de 68 km², incluidos los correspondientes al acuífero de Aitzarreta que descarga en este, y un volumen de roca saturado de unos 1.000 Hm³ (10 km² x 0,13 km).

Se trata de un acuífero libre, formado por calizas del Jurásico Medio y Superior y de la Facies Purbeck.

La recarga se realiza por infiltración directa del agua de lluvia y por infiltración de las aportaciones del acuífero superior que se drena por Aitzarreta y que tras transcurrir por un corto recorrido por el río Ercilla, se infiltra en el acuífero inferior.

La descarga se realiza exclusivamente por el manantial de Iribas. Se trata de un conjunto de manantiales situados debajo de la población a diferentes cotas, aunque estas se encuentran comprendidas en un intervalo de 3 metros. El caudal medio para este se puede estimar en unos 2,5 m³/sg.

El estudio de las curvas de agotamiento revela dos regímenes parciales para este; el α_1 en el que se produce la descarga de las cuevas y conductos kársticos, así como de las grandes y medianas fisuras conectadas entre si, y el α_2 que refleja el lento drenaje del agua que se encuentra almacenada en las pequeñas fisuras, mal conectadas con los sistemas principales de drenaje y empapando los depósitos limosos y arenosos que rellenan los conductos y cavidades, así como aguas localmente colgadas que se movilizan con dificultad.

A fin de tener un mejor conocimiento del funcionamiento hidrogeológico y de su capacidad de regulación, durante el "Proyecto Hidrogeológico de Navarra" (1975-1983) se realizaron en este acuífero dos sondeos de reconocimiento (R-1 y R-2) y dos de preexplotación (P-3 y P-4).

Los principales datos correspondientes a estos sondeos se pueden observar en los cuadros 1 y 2.

ACUIFERO DE LATASA:

Presenta una superficie de cuenca de 18 km².

Es un acuífero libre que queda separado del acuífero de Iribas por una falla de dirección NNW-SSE al Este de Allí y Astiz. Está formado por calizas Urganianas y Jurásicas.

CUADRO N° 1.- CARACTERISTICAS DE LOS SONDEOS DE RECONOCIMIENTO

SONDEO	ACUIFERO	COTA (m)	PROFUNDIDAD (m)	NIVEL AGUA (estiaje)	OBSERVACIONES
IRIBAS R1 (1)	JURAS. MED-SUP Calizas	619,942	148,1	56,0	
IRIBAS R2	JURAS. MED-SUP Calizas	608,420	286,75	44,5	
LATASA R2	JURAS. MED-SUP Calizas	474,00	282,6	6,10	
LIZARRUSTI R1	CRETACICO INF. Calizas Urganianas y margocalizas	565,00	251,7	Surgente	
HUARTE-ARAQUIL R1	CRETACICO INF. Calizas Urganianas	489,00	265,5	Surgente	
IRAÑETA R1	CRETACICO INF. Margas	565,00	186,75	Surgente	Inutilizado
IRAÑETA R2	CRETACICO INF. Caliza Urganiana	472,116	200,00	1,80	
URDIAIN R1	CRETACICO INF. y SUP. Margas y margocalizas y calizas	578,00	203,65	3,93	

CUADRO N° 2.- CARACTERISTICAS DE LOS SONDEOS DE PREEXPLOTACION

NOMBRE NUMERO	ACUIFERO	COTA (m)	PROF. (m)	N.E. (m)	PERFORACION	ENTUBACION	FILTROS	CEMENTACION	OBSERVACIONES
IRIBAS P3 24074033	Jurásico Med-Sup Calizas	608,597	93	44,40	0 - 93 600	0 - 93 450	16	0 - 6	
IRIBAS P4 24074034	Jurásico Med-Sup Calizas	620,179	160	55,96	0 - 100 600 100 - 160 400	0 - 100 450 100 - 160	10	0 - 13,75	ACIDIFICADO (X-80)
LIZARRUSTI P2 24072031	Cretacico Inf. Margocalizas y calizas	568	116	Surgente	0 - 116 550	0 - 116 400	44	0 - 8	ACIDIFICADO (V-81)
IRAÑETA P3 24074035	Cretácico Inf. Calizas	474,317	139	3,5	0 - 139 550	0 - 138 400	54	0 - 6 16 - 19	ACIDIFICADO (V-81)

La recarga del acuífero se realiza por la infiltración directa del agua de lluvia, y la descarga por flujo directo al río Larraun, en el tramo comprendido entre Latasa e Irurzun. El caudal medio para este oscila entre 0,5 y 0,8 m³/seg.

Durante el "Proyecto Hidrogeológico de Navarra" (1975-1983) se realizó en este área un sondeo de reconocimiento (Latasa R-2) no llegándose a realizar sondeos de preexplotación.

Este acuífero se encuentra comprendido, prácticamente en su totalidad, en la hoja 1:50.000 de Ansoain.

ACUIFERO DE IRAÑETA:

Tiene una superficie de cuenca de 23 km²

Es un acuífero libre en su sector Norte, pasando hacia el Sur a confinado al quedar recubiertas las calizas urgonianas por los materiales impermeables suprayacentes.

La recarga se realiza por infiltración directa procedente de la lluvia y la descarga por los manantiales de Urruntzurre (Irañeta) y Amurguin (Huarte-Arakil). El caudal medio se puede estimar en 0,6 m³/seg por Urruntzurre y de 0,1 por Amurguin.

El estudio de las curvas de agotamiento revela tres regímenes parciales para este, el α_1 en el que se produce la descarga de las cuevas y conductos karsticos, el α_2 que caracteriza la descarga de las diaclasas y fisuras bien conectadas y el α_3 que refleja el lento drenaje del agua que se encuentra almacenada en las pequeñas fisuras, mal conectadas con los sistemas principales del drenaje y empapando los depósitos limosos y arenosos que rellenan los conductos y cavidades, así como aguas localmente colgadas que se movilizan con dificultad.

Con el fin de tener un mejor conocimiento del funcionamiento hidrogeológico y de su capacidad de regulación, durante el "Proyecto Hidrogeológico de Navarra" (1975-1983) se realizaron en este acuífero 3 sondeos de reconocimiento (Irañeta R-1, R-2 y Huarte Arakil R-1) y uno de preexplotación (Irañeta P-3).

Los principales datos correspondientes a estos sondeos se pueden observar en los cuadros 1 y 2.

ACUIFERO DE LIZARRUSTI:

Por su escasa entidad es considerado como uno de los acuíferos menores.

Se trata de un acuífero libre en el Norte, que pasa a confinado hacia el Sur. Está constituido por una barra Urgoniana (Aptiense-Albiense) con cambios laterales a facies más margosas al Oeste.

El acuífero descarga por el manantial de Txortxorre (Lizarrusti) con un caudal medio estimado en 0,05 m³/seg.

A fin de tener un mejor conocimiento del funcionamiento hidrogeológico durante el "Proyecto Hidrogeológico de Navarra" (1975-1983) se realizaron en este acuífero un sondeo de reconocimiento (Lizarrusti R-1) y uno de preexplotación (Lizarrusti P-2).

Los principales datos correspondientes a estos sondeos se pueden observar en los cuadros 1 y 2.

ACUIFEROS DE AMEZQUETA Y OSIMBERDI:

Se trata de dos acuíferos, con una superficie de cuenca de 12 y 28 km² respectivamente, situados dentro del territorio de la Comunidad Autónoma del País Vasco.

ACUIFEROS MENORES:

Aquí se agrupan un conjunto de acuíferos de menor importancia que se drenan por la zona de Aiarturrieta, Inza, Zaldivia, etc. y que en conjunto tienen una superficie aproximada de 50 km².

5.2.2.5. PARAMETROS HIDRAULICOS

Las transmisividades se han obtenido a partir de los ensayos de bombeo y de recuperación en los sondeos de preexplotación, teniendo en cuenta también los ensayos de permeabilidad en los sondeos de reconocimiento.

En el cuadro adjunto se pueden observar los valores adoptados como válidos para cada zona:

ACUIFERO	TRANSMISIVIDAD
IRIBAS	400-800
LATASA	15
LIZARRUSTI-IRAÑETA	15-60

La porosidad eficaz se ha intentado calcular, donde ha sido posible, a partir de los caudales drenados y de las oscilaciones piezométricas, teniendo en cuenta las curvas de agotamiento y las curvas de evolución de los niveles en los piezómetros. En los otros casos se ha evaluado a partir de datos subjetivos.

Los resultados se pueden observar en el siguiente cuadro:

ACUIFERO	TRANSMISIVIDAD
IRIBAS	4%
LATASA	0,3%
IRAÑETA	0,3%

5.2.2.6. CALIDAD QUIMICA DE LAS AGUAS

Las aguas de la Sierra de Aralar presentan una gran uniformidad en cuanto a su contenido químico.

Son generalmente aguas potables, de dureza media, mineralización ligera y bicarbonatadas cálcicas.

En cuanto a su clasificación del U.S.S.L.S. para aguas de riego, todas tienen un código C2S1 ó C1S1 y por lo tanto útiles para todo tipo de cultivos.

5.2.2.7. RECURSOS Y RESERVAS

Los recursos hídricos subterráneos totales de la Sierra de Aralar son de aproximadamente 206 Hm³/año, lo que significa un caudal medio de 6,5 m³/seg.

Por lo que se refiere a los acuíferos que afectan a Navarra, los datos de reservas y recursos son:

ACUIFERO DE IRIBAS:

Los recursos calculados para este acuífero son de 83 Hm³/año, lo que significa un caudal medio de 2,64 m³/sg.

Las reservas estimadas son de unos 50 Hm³.

ACUIFERO DE LATASA:

Los recursos, según el balance, son de 17 Hm³, lo que significa un caudal medio de 0,53 m³/año.

Las reservas estimadas son de 4,5 Hm³.

ACUIFERO DE IRAÑETA:

Los recursos son de 21 Hm³, lo que significa un caudal medio de 0,63 m³/sg.

Las reservas así calculadas son de 9 Hm³

6.- BIBLIOGRAFIA

6.- BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, M.J. (1971).- "Consideraciones generales sobre la sedimentación y paleogeografía del Albiense de la Cuenca Cantábrica". Est. Geol. V 27, pp. 325-334.
- AGUILAR, M.J. (1975).- Sedimentología y paleogeografía del Albiense de la Cuenca Cantábrica". Est. Geol. V. 31, pp. 1-213.
- ALMELA, A. y RIOS, J.M. (1946).- "Datos para el conocimiento estratigráfico y tectónico del Pirineo Navarro. VI-Algunos datos paleontológicos de la región subpirenaica navarra". Not.y Com. IGME. Nº 16, 75-87.
- BATALLER, J.R. (1945).- "Bibliografía del Cretácico de España". Est. Geol. núm. 1, pp. 7-10.
- BOILLOT, G. (1980).- "De la subduction á la collision: l'exemple des Pyrénées". Sull. B.R.G.M. Secc, 1 núm. 2, pp. 93-101.
- CARRERAS, F.J.; OLMO, P.; PORTERO, J.M. y RAMIREZ, J. (1976).- "Memoria explicativa de la hoja núm. 113 (Salvatierra), MAGNA". IGME, Madrid, pp. 1-33.
- CHOKROUNE, P.; LE PICHON, X.; SEGURET, M. y SIBUET, J.C. (1973).- "Bay of Biscay and Pyrenees". Earth. Plant. Sc. Letters. Vol. 18, pp. 109-118.
- CHOKROUNE, P. y SEGURET, M. (1973).- "Tectonics of the Pyrenees: role of compression and gravity". In Gravity and Tectonics. Ed. John Wiley, pp. 141-156.

- CIRY, R. (1951).- "L'Evolution paleogeographique de l'Espagne septentrionale au Crétacé inferieur". Inst. Geol. Min. España. Libro Jubilar. T. 2, pp. 17-51.
- CIRY, R. (1951).- "Observations sur le Cretace de la Navarre espagnole du Nord-Ouest de Pampelune". C. R. Ac. Sc. Paris. T. 233, pp. 72-74.
- CIRY, R. (1967).- "Evolution, paleogeographie et structure de la region Basco-cantabrique. C.R. Somm. Sec. Soc. Geol. France. T. 9, pp. 390-442.
- DEREGNAUCOURT, D. & BOILLOT, G. (1982).- Nouvelle carte structurale du Golfe de Gascogne. Comptes Rendus Academie des Sciences de Paris. Série II, v. 294, p. 219-222.
- DIPUTACION FORAL DE NAVARRA (1975-82).- "Proyecto Hidrogeológico de Navarra". (Fases 1 y 2).
- DIPUTACION FORAL DE NAVARRA (1983).- "Las aguas subterráneas en Navarra".
- DIPUTACION FORAL DE NAVARRA (1983).- "Estudio de viabilidad de regulación del Manantial de Arteta".
- EVE (1992).- Mapa Geológico del Pais Vasco escala 1:25.000. Hoja 113-II ZEGAMA.
- EVE (1992).- Mapa Geológico del Pais Vasco escala 1:25.000. Hoja 113-IV ASPARRENA.

FEUILLEE, P. (1963).- "La base de Flysch Sud-Pyrénéen (Navarre Espagnole)". C. R. Acad. Sc. T. 256, pp. 2640-2642.

FEUILLEE, P. (1965).- "Contribution a la connaissance des Cretáce moyen du Nord et l'Ouest de la Navarre espagnole". Actes 4º Congrès Int. Et Pyren. Pau, pp. 48-59.

FEUILLEE, P. (1971).- "Les calcaires biogéniques de l'Albien et du Cenomanien pyreneo-cantabriques: problemes d'environnement sedimentaire". Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology. V. 9. Núm. 4, pp. 277-311.

FEUILLE, P. y RAT, P. (1971).- "Structures et Paleogeographies pyreneo-cantabriques". In Histoire structurale du Golfe de Gascogne, Inst. Franc. Petrol, Vol. 2, pp. 1-48.

GARCÍA-MONDÉJAR, J. (1979 a). -"El Complejo Urgoniano del Sur de Santander". Tesis Doctoral, Universidad del Pais Vasco, 673 pp.

GARCIA MONDEJAR, J. (1982).- "Unidades litoestratigráficas del Arco Vasco. Aptiense-Albiense". In "El Cretácico de España". Univ. Comp. Madrid, pp. 77-84.

GARCIA MONDEJAR, J. (1982).- Aptiense y Albiense. En: A. Garcia (ed). El Cretácico de España, pp. 63-84.

GARCÍA-MONDÉJAR, J. (1989). -"Strike-slip subsidence of the Basque-Cantabrian basin of norther Spain and its realtionship to Aptian-Albian opening of Bay of Biscay". En: Tankard, A. J. y Balkwill, H. R. (eds.). Extensional Tectonics and Straigraphy of the North Atlantic Margins. AAPG Memoir 46, p. 395-409.

- GARCÍA-MONDÉJAR, J.; PUJALTE, V. Y ROBLES, S. (1986). -"Características sedimentológicas, secuenciales y tectoestratigráficas del Triásico de Cantabria". Cuad. Geol. Ibérica 10, p. 151-172.
- GOMEZ-ALDAY, J.J. y FERNÁNDEZ-MENDIOLA, P.A. (1994).- Las calizas de Motho (Albiense Superior, Alsasua, Navarra): análisis de facies. Kobie, XXII 5-12.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1950).- "Esquema Geológico del País Vasco en los límites de Guipúzcoa con Navarra". (Seguido de un ensayo de síntesis de la obra de P. Lamare. "Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne"). Munibe, Vol. 3, pp. 121-131.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1971). Mapa geológico de España, Escala 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Explicación de la hoja núm. 12 (Bilbao). IGME, Madrid, pp. 1-27.
- JEREZ, L.; ESNAOLA, J.M. y RUBIO, V. (1971).- "Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa". Mem. IGME. V, 79, pp. 1-130.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972).- "Explicación del Mapa Tectónico de la Península Iberica y Baleares". IGME, pp. 1-113.
- KARREMBERG, H. (1946).- "La evolución postvarística de la cordillera cántabro-astúrica". Publ. extr. sobre Geol. de España, T. III, pp. 105-224 (Trad. J. Gómez de Llarena).

- KRAUSSE, H.F. (1971).- "The tectonical evolution of the western Pyrenées".
Pirineos. Núm. 111, pp. 69-96.
- LAMARE, P. (1928).- "Sur la stratigraphie du Cretacé des Pyrenées navarraises".
Bull. Soc. Geol. France, 4^a Serie, XXVIII, pp. 93-111.
- LAMARE, P. (1931).- "Les éléments structuraux des Pyrénées Basques d'Espagne.
Essai de synthese tectonique". B.S.G.F. 5^a Ser. T 1, pp. 95-130.
- LAMARE, P. (1936).- "Recherches geologiques dans les Pyrénées Basques d'Es-
pagne". Mem. Soc. Geol. France. T XII, núm. 27, pp. 1-465.
- LAMARE, P. (1952).- "Le structure geologique des pyrénées basques". Rev. Inst. Est.
Pirenaicos. Inst. Jaime Almela C.S.I.C., núm. 18, pp. 1-44.
- LOPEZ-HORGUE, M.A., LERTXUNDI MANTEROLA, D. y BACETA CABA-
LLERO, J.I. (1996).- Evolución sedimentaria del episodio mixto carbonatado-
terrágeno del Albiense superior-Cenomaniense Inferior de Altsasua (Nafarroa) y
Asparrena (Araba): La Unidad Albeniz. En: Libro homenaje a Máximo Ruiz de
Gaona, Principe de Viana, Cuadernos de Ciencias., Gobierno de Navarra, Iruñea-
Pamplona, (Nos., 14, 15, 16).
- LOTZE, F. (1946).- "Elementos estructurales dirigidos al NE que intervienen en la
constitucion de los Pirineos occidentales". Publ. extr. sobre Geol. de España, T.
III. pp. 310-313.
- LOTZE, F. (1960). - "Zur gliederung der oberkreide in der Baskischen depression
(Nordspanien)". Neues Jahrbuch Geologische Palaontologische Monatsh 3, p.
132-144.

- LLOPIS LLADO, N. (1945).- "Sobre la estructura de Navarra y los enlaces occidentales del Pirineo". Miscelanea Almela, T. VII, pp. 159-186.
- MARTINEZ TORRES, L.M. (1991).- El Manto de los Mármoles, Geología Estructural y Evolución Geodinámica. Editorial de la Universidad del País Vasco. 294. pp.
- MATTAUER, M. et SEGURET, M. (1971).- "Les relations entre la Chaîne des Pyrénées et le Golfe de Gascogne". In Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, vol. 4, pp. 1-24. Paris.
- MONTARDERT, L. et WINNOCK, E. (1971).- "L'Histoire structurale du Golfe de Gascogne". In Histoire structurale du golfe de Gascogne". Vol. 16, pp. 1-18.
- MONTADERT, L., WINNOCK, E., DETTIEL, J.R., GRAN, G. (1974).- Continental margins of Galicia Portugal and Bay of Biscay. En: Burk y Drake (eds), Geology of Continental Margins. Springer Verlag, Berlin, p. 323-342.
- MONTADERT, L.; ROBERTS, D. G.; DE CHARPAL, O. y GUENOC, P. (1979).- "Rifting and subsidence of the northern, continental margin of the Bay of Biscay". En: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 48. D.C., U.S. Government Printing Office, p. 1025-1059.
- PUJALTE, V. (1981). -"Sedimentary succession and palaeoenvironments within a fault-controlled basin: the Wealden of the Santander area, northern Spain". Sed. Geol. 28, 293-325.

- PUJALTE, V. y MONGE, C. (1985). -"A tide-dominated delta systems in a rapidly subsiding basin: the middle Albian-Lower Cenomanian Valmaseda Formation of the Basque-Cantabrian region, northern Spain". Abstracts of the 6th European Regional Meeting of Sedimentology (Lleida, Spain), p. 381-384.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).- "Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)". Mem. IGME, T. 78, pp. 1-357.
- RAT, P. (1959).- "Les pays Basco-cantabriques". Thesis. Fac. Sc. Univ. Dijon. T. 18, pp. 1-525.
- RAT, P. (1963).- "Problemes du Crétacée Inférieure dans les Pyrénées et le Nord de l'Espagne". Sonderd. Geol. Rundschau núm. 53, pp. 205-220.
- RAT, P. et al. (1983).- "Vue sur le Crétacé Basco-cantabrique et Nord-Ibérique". Mem. Geol. Univ. Dijon. pp. 1-191.
- RAT, P. (1988). "The Basque-Cantabrian basin between the Iberian and European plates some facts but still many problems". Rev. Soc. Geol. España 1 (3-4) p. 327-348.
- RAT, P., AMIOT, M.; FEUILLÉE, P.; FLOQUET, M.; MATHEY, B.; PASCAL, A. & SALOMON, J. (1983).- Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et nord-Ibérique. Une marge et son arrière-pays, ses environnements sédimentaires. Mém. Géol. Univ. Dijon, v. 9, 191 pp.

- REY, R.; RICART, J. y SANCHEZ PAUS, J. (1964).- "Informe geológico sobre la región de Salvatierra-Alsasua". Ciepsa (inédito).
- RUIZ DE GAONA, M. (1943).- Nota sobre crustáceos decápodos de la cantera del Monte Orobe, (Alsasua). Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, XLI, 425-433.
- RUIZ DE GAONA, M. (1952).- "Algunos datos geológico-paleontológicos sobre el Valle de La Barranca (Navarra)". Actes I^{er} Congre. Int Est. Pyren. pp. 5-14.
- SAAVEDRA, J.L. (1964).- "Microfacies del Secundario y del Terciario de la zona pirenaica española". Mem. I.G.M.E. T. 65.
- VAN STRAELEN, V. (1940).- Crustacés décapodes nouveaux du Crétacique de la Navarre. Bulletin du musée royal d'histoire naturelle de Belgique, XVI-4, 1-5.
- VAN STRAEL, V. (1944).- Anomoures et brachyures du Cénomanién de la Navarre. Bulletin du musée royal d'histoire naturelle de Belgique, XX-25, 1-12.
- VOLTZ, H. (1964).- "Zur Geologie der Pyrenäiden im Nordwestlichen Navarra (Spanien)". Münster Diss.
- VOORT, H. B. (1963).- "Zum Fossilienproblem in den Westpyrenäen". Geol. Rundsch. 53, 220-233.
- WIEDMANN, J. (1979).- Itinéraire géologique à travers de Crétacé Moyen des Chaînes Vascogotiques et Celtibérique (Espagne du nord). En: Mid Cretaceous

events, Iberian Field Conference 77. Cuadernos de Geología Iberica, 5, p. 127-214.

ZIEGLER, P.A. (1982).- "Geological Atlas of Western and Central Europe". Elsevier, 2 vol. 130 pp.