

1. 7/30
UNIVERSIDAD DE VALENCIA
FACULTAD DE GEOGRAFIA E HISTORIA

"GEOMORFOLOGIA DEL SECTOR ORIENTAL DE LA COR-
DILLERA IBERICA -ENTRE LOS RIOS MIRARES Y TURIA"



TESIS DOCTORAL
PRESENTADA POR
ALEJANDRO JOSE PEREZ CUEVA
DIRIGIDA POR
DR. D. VICENÇ M. ROSSELLO I VERGER

1985

UMI Number: U607278

All rights reserved

INFORMATION TO ALL USERS

The quality of this reproduction is dependent upon the quality of the copy submitted.

In the unlikely event that the author did not send a complete manuscript and there are missing pages, these will be noted. Also, if material had to be removed, a note will indicate the deletion.



UMI U607278

Published by ProQuest LLC 2014. Copyright in the Dissertation held by the Author.
Microform Edition © ProQuest LLC.

All rights reserved. This work is protected against
unauthorized copying under Title 17, United States Code.



ProQuest LLC
789 East Eisenhower Parkway
P.O. Box 1346
Ann Arbor, MI 48106-1346



Cuando en 1979 me fue concedida una Beca del Plan de Formación de Personal Investigador comencé la andadura de esta Tesis Doctoral. Mi experiencia anterior en la Universidad, desde octubre de 1977, sirvió para elegir, tras algunas dudas, un tema y un área adecuados. Los propósitos iniciales distan bastante de los resultados finales. Si los aspectos de morfología y morfogénesis fluvial motivaron la elección del área y dieron lugar a las primeras tareas de investigación, el texto actual consta de otros temas como son la climatología, la morfología de las laderas y las relaciones entre el hombre y el medio natural.

Un complejo entramado de ensayos y elecciones han originado una obra cuyo objetivo es el estudio de

los principales rasgos de la evolución pliocuaternaria y modelado actual en parte del sector levantino de la Cordillera Ibérica, y cuya aspiración es la de continuar una primera fase de investigación en geomorfología iniciada con trabajos en áreas extensas. Me siento deudor de los primeros estudios de geomorfología "valenciana", como los del propio director de esta Tesis, Dr. V.M. Rosselló, que plantearon los problemas básicos en bastantes temas. Me siento heredero, además, de otros estudios como el del Dr. J.F. Mateu o el del Dr. B. Dumas, que construyeron sus hipótesis tras un completo reconocimiento de grandes extensiones de terreno. Pero, por otra parte, soy consciente de que las nuevas generaciones de investigadores ya están ensayando nuevas metodologías, eligiendo nuevos temas y seleccionando áreas de diferente magnitud. En esta encrucijada temporal de objetivos y métodos sitúo, pues, este trabajo.

La porción del País Valenciano que se extiende entre los ríos Turia y Mijares, entre el Mediterráneo y los confines turolenses, pertenece estrictamente al sector oriental de la Cordillera Ibérica. Su interés geomorfológico radica en buena parte en sus contrastes litológicos, pero también en muchos más aspectos, entre los que no cabe olvidar la marcada impronta estructural, las relaciones entre neotectónica y

morfogénesis, los interesantes problemas que suscita la organización de la red fluvial o la determinación de fases morfogenéticas pliocuaternarias. Todos estos elementos de la morfogénesis pliocuaternaria de la región han dejado huella de algún modo en los principales elementos geomorfológicos de los paisajes actuales, vertientes y red fluvial. Su análisis ha tenido, pues, un doble significado, al constituir un ejercicio de sistematización paisajística y al permitir inferir, a partir de los resultados, los procesos que los generaron. Por último, no he dejado de abordar, al menos parcialmente, los aspectos de la morfogénesis actual, lo que me ha conducido a estudiar el clima, en especial en lo referente a las precipitaciones torrenciales y el impacto erosivo del hombre en su utilización del medio natural. Cada uno de los temas referidos constituye un apartado o un capítulo de la Tesis.

A estos resultados no he llegado únicamente con mi esfuerzo. En el largo camino me ha acompañado la tutela de mi director y maestro Vicenç Maria Rosselló i Verger, quien con sugerencias, observaciones, críticas y reflexiones ha ido perfeccionando la obra creada con mis inexpertas manos; su gran rigor científico ha sido, además, un acicate en las fases más personales del trabajo. También deseo agradecer la

inestimable ayuda de mis colegas y fraternales amigos, José Luis Simón y Adolfo Calvo. Al primero debo fértiles discusiones en torno a la evolución tectónica y morfológica del área; al segundo, reflexiones sobre los procesos y formas actuales de las vertientes y su ayuda en tareas de programación; a ambos, una formación conjunta en las técnicas de trabajo de campo. Otros colegas me han dedicado su atención y su experiencia en algún momento de la realización del trabajo: J. Bernabé Maestre, G. Cano García, J.F. Mateu Bellés, E. Sanjaume Saumell, Doctores en Geografía; M.P. Fumanal García, P. Carmona González, N. La Roca Cervigón, M. Dupré Ollivier, compañeras del Departamento de Geografía, etc. A todos ellos reconozco y agradezco su colaboración.

Pero esta obra no hubiera llegado a término sin la intensa y entusiasta ayuda de mi esposa, M^a Teresa. A ella, a mis padres, Alejandro y María, y a mis hijos, Andrea y Alejandro, la dedico.

INDICE

Prólogo

Capítulo 1: INTRODUCCION

PARTE I: EL MARCO GEOLOGICO Y MORFOESTRUCTURAL

Capítulo 2: LAS BASES GEOLOGICAS

2.1 La sedimentación prealpídica y postalpídica

2.1.1 Los materiales paleozoicos

2.1.2 El inicio del relleno de la cuenca

2.1.3 La deposición carbonatada del Mesozoico
medio y superior

2.1.4 La sedimentación postalpídica

2.2 Las deformaciones ligadas a la orogenia alpina.

2.2.1 Los movimientos iniciales

2.2.2 La fase paroxismal

2.2.3 Fases tectónicas posteriores

a) La fase compresiva intramiocena

b) Las fases distensivas miopliocenas

Conclusiones

Capítulo 3: EL MARCO MORFOESTRUCTURAL

3.1 La penillanura fundamental

3.2 Los grandes conjuntos morfoestructurales

3.2.1 La Sierra de Espadán

- 3.2.2 Las estribaciones de Javalambre-Calderona
- 3.2.3 Las grandes depresiones de orientación ibérica
- 3.2.4 Otras morfoestructuras

Conclusiones

PARTE II: LAS FASES DE FORMACION DEL PAISAJE

Capítulo 4: EVOLUCION MORFOGENETICA PLIOCUATERNARIA

4.1 El sector del Río Mijares

- 4.1.1 La Plana
- 4.1.2 La cuenca del Riu Sonella
- 4.1.3 El valle del Río Mijares
- 4.1.4 La cubeta de Sarrión

4.2 Area del Palancia

- 4.2.1 El valle del Río Palancia entre Segorbe y el mar Mediterráneo
- 4.2.2 El valle del Río Palancia entre Segorbe y Bejís

4.3 El sector del Río Turia

- 4.3.1 El Barranc del Carraixet
- 4.3.2 El valle del Río Turia
- 4.3.3 La cuenca de la Rambla Castellarda

4.4 Aspectos generales de la morfogénesis pliocuaternaria y conclusiones

Capítulo 5: FORMACION Y EVOLUCION DE LA RED FLUVIAL

5.1 La red miopliocena y su evolución tras la deformación pliocena

- 5.1.1 La cuenca del Río Mijares
 - 5.1.2 El Río Palancia
 - 5.1.3 Las cuencas del piedemonte costero
 - 5.1.4 El Barranc del Carraixet
 - 5.1.5 El Río Turia
 - 5.2 La red fluvial y las estructuras
 - 5.2.1 La red fluvial y el diapirismo triásico
- Conclusiones

PARTE III: LAS LADERAS Y LOS RIOS DESDE UNA PERSPECTIVA
MORFOMETRICA

Capítulo 6: ASPECTOS DE MORFOMETRIA FLUVIAL

- 6.1 El método morfométrico
 - 6.1.1 El trazado de la red
 - 6.1.2 La nomenclatura de las cuencas
- 6.2 Indices y parámetros morfométricos
 - A. Extensión
 - B. Razón de elongación
 - C. Densidad hidrográfica y densidad de drenaje
 - D. Razón de bifurcación y relación entre la longitud media de los canales
 - E. Razón de relieve e índice de aspereza o rugosidad
- 6.3 Los grandes conjuntos morfométricos
Conclusiones

Capítulo 7: ASPECTOS MORFOLOGICOS Y MORFOGENETICOS DE
LAS VERTIENTES

7.1 Las laderas en el contexto morfo genético cuater-
nario

7.2 Formas y factores genéticos: un intento de cla-
sificación morfológica y genética

7.2.1 Apuntes metodológicos

7.2.2 Vertientes estructurales

7.2.3 Vertientes no estructurales de perfil simple

A. Laderas de cantil-talud

B. Laderas con convexidad en la cumbre

7.2.4 Vertientes no estructurales de perfil multi-
secuencial

Conclusiones

PARTE IV: ALGUNOS ASPECTOS DE MORFOGENESIS ACTUAL

Capítulo 8: EL MARCO CLIMATICO ACTUAL

8.1 Una aproximación a los principales elementos cli-
máticos

8.1.1 Los registros

8.1.2 Las precipitaciones

A. Variación estacional

B. Variación interanual

C. La variación interanual de las precipita-
ciones mensuales

8.1.3 Las temperaturas

8.2 Las precipitaciones extraordinarias

8.2.1 Metodología

8.2.2 Un marco geográfico propicio a la torrencialidad

8.2.2 La distribución espacial de la torrencialidad

A. Los principales temporales

B. Factores dinámicos de los grandes temporales

Conclusiones

Capítulo 9: EL HOMBRE Y SUS RELACIONES CON EL MEDIO
NATURAL

9.1 Facetas geomórficas de los usos del suelo

9.1.1 Aspectos metodológicos

9.1.2 Un medio natural intensamente ocupado

9.2 Modificaciones antrópicas del medio en uso agrícola

9.2.1 Morfología de los sistemas de campos de cultivo

A. Ambito geomórfico y campos de cultivo

B. Formas y disposición de los campos de cultivo

1. Campos de cultivo en superficies con pendiente

2. Campos de cultivo con escasa o nula pendiente

9.2.2 Las defensas contra la erosión

A. Paredes y taludes

B. Acequias

C. Otras obras de defensa

9.2.3 El abandono de los campos de cultivo o
de sus defensas y la erosión

9.3 Fenómenos de erosión acelerada en áreas agrícolas
producidos por aguas de arroyada

9.3.1 Aspectos generales de la erosión en medios
agrícolas

9.3.2 Fenómenos de erosión producidos por concentra-
ción antrópica de la esorrentía: una pers-
pectiva espacial

9.3.3 Algunos ejemplos de sistemas antrópicos de
drenaje inestables

A. El Barranco de Cabrera

B. Otras áreas propiciadas por un drenaje
antrópico

C. Conclusiones

CONCLUSIONES GENERALES

CAPÍTULO 1

INTRODUCCION

El área de estudio seleccionada ha sido delimitada con criterios claramente hidrográficos. El conjunto forma un irregular cuadrado con lados orientados al NW y al NE, lo que hace que sus cuatro ángulos sean a la vez los extremos cardinales. El lado entre el ángulo N y el E lo forma el Río Mijares, desde el límite entre Teruel y Castellón hasta su desembocadura en el Mediterráneo. El lado entre el ángulo W y el S lo constituyen a la vez el Río Turia y el Tuéjar. Del segundo sólo se utiliza el pequeño tramo entre Calles y Domeño. Los lados restantes los conforman el Mar Mediterráneo y la divisoria de aguas entre las cuencas de la Rambla de Alcotas (o de Abejuela) y del Río Manzanera y las

cuencas de la Rambla Castellarda, Río Palancia y Rambla de la Maimona.

El área así delimitada (ver fig. 1.1) es considerada en su totalidad y de manera excluyente en algunos temas de estudio tan sólo, como son ciertos aspectos de la climatología, la morfometría, jerarquía y estructura actual de la red fluvial o la utilización del medio natural por el hombre. En otros aspectos, como los del estudio de las vertientes, karst o erosión se han elegido los sectores o simplemente ejemplos, más interesantes, pero siempre dentro del área de referencia. Otros temas han desbordado en mayor o menor medida el área de referencia: el estudio de la evolución morfogenética, el de la organización de la red fluvial, o el de las deformaciones tectónicas recientes ha tomado en consideración sectores exteriores en un radio no demasiado amplio; temas geológicos, como la evolución de la sedimentación del ciclo alpino o las fases mayores de deformación alpina, han sido abordados en ámbitos más dilatados.

El área tiene bastantes rasgos comunes con las del resto del País Valenciano: relieve abrupto, con

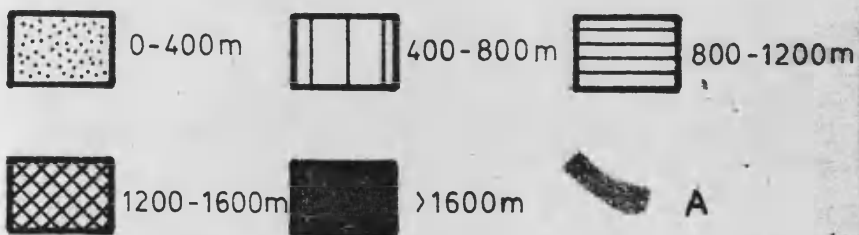
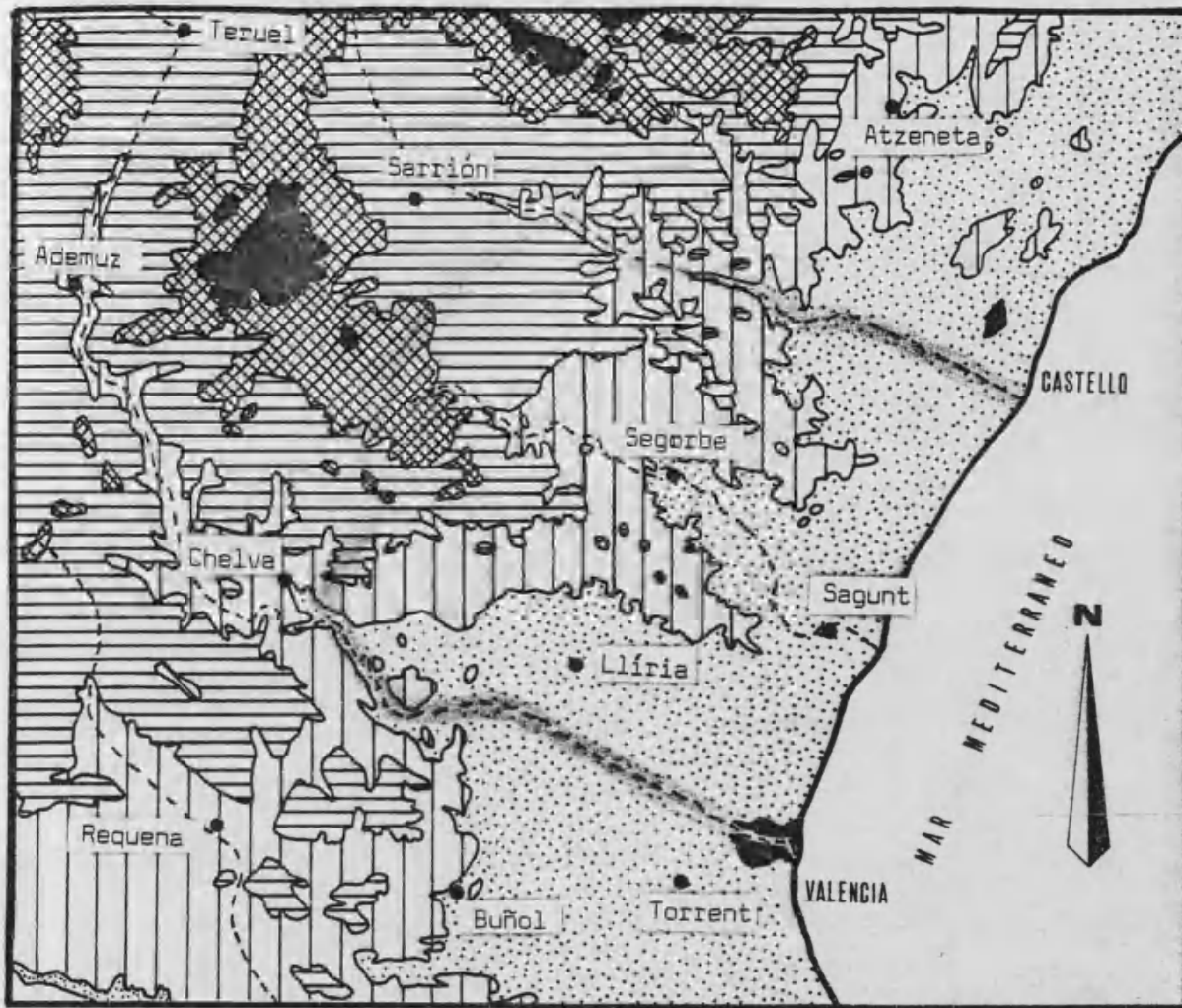


FIGURA 1.1 Situación geográfica y relieve de la región estudiada. A) Límite de la región.

pocas concesiones a los llanos, cercano a la costa y con alturas que sobrepasan los 1.000 metros (la cota más elevada es de 1.618 m). Se trata, pues, de un dominio de montaña media que pasa con breves piedemontes a un dominio de reducidas llanuras litorales. Las únicas excepciones son los llanos y piedemontes interiores del Villar del Arzobispo y de Casinos y las tierras altas del extremo noroccidental (a los que denominaremos llanos de Barracas). Con todo, el término fisiográfico de "llano" ha de ser entendido en su justo término, como elemento significativo de una porción de terreno constituida además por otros elementos. Esta particularidad, por otra parte, es frecuente en el mundo mediterráneo en el que los cambios de los elementos del relieve son rápidos incluso a pequeña escala.

Utilizando estos mismos criterios fisiográficos (dominio de los llanos y piedemontes, de los valles o de las montañas) y añadiendo criterios altitudinales podemos distinguir varias unidades de relieve (ver fig. 1.2).

a) Piedemontes y llanuras litorales y prelitorales.

Corresponde a la franja costera que enlaza las unidades de relieve del interior con el mar y está for-

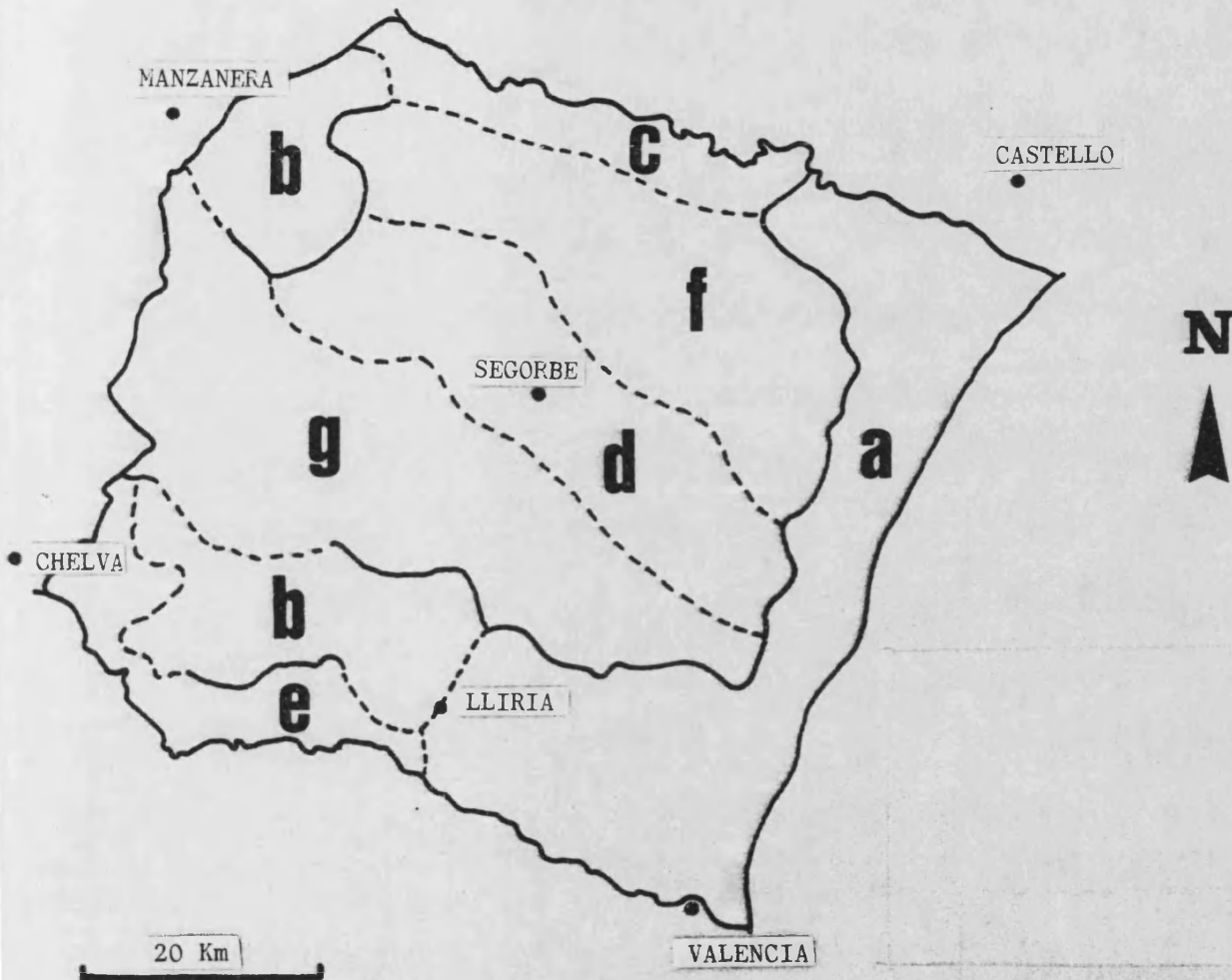


FIGURA 1.2 Grandes unidades de relieve de la región: a) piedemontes y llanuras litorales; b) piedemontes y llanos interiores (al N, llanos de Barracas y al S, llanos de Casinos y el Villar del Arzobispo); c) valle del Río Miñares; d) valle del Río Palancia; e) valle de los ríos Turia y Tuéjar; f) Sierra de Pina-Espadán; g) Sierra de Javalambre-Calderona. En línea continúa se indican los límites claros entre unidades de relieve, y en discontinua los tránsitos paulatinos.

mada por amplios abanicos aluviales, marismas, piedemontes de tipo coluvial y glacis integrados por conos coalescentes; los glacis erosivos, sin embargo, son prácticamente inexistentes. Esta franja costera se amplía en sus extremos introduciéndose hacia el interior. Por el extremo NE llega claramente hasta Onda, situada en el ápice del abanico aluvial del río Mijares; por el extremo SE puede llegar hasta Lliria, incluyendo el piedemonte aluvial del S de la Sierra Calderona (piedemonte de Bétera) e incluso el sector de relieve alomado formado a expensas de calizas tabulares pontienses existentes entre Burjassot, Paterna, Bétera y Lliria (plataforma calcárea de Burjassot-Lliria).

b) Piedemontes y llanos interiores.

Esta denominación incluye tres pequeñas unidades de relieve de características topográficas similares: el sector noroccidental (llanos de Barracas), el área de Casinos y el área del Villar del Arzobispo (llanos de Casinos y el Villar). Sus elementos comunes son tener pendientes bajas o moderadas y estar rodeadas total o parcialmente de montañas, así como tener dimensiones considerables. Los llanos de Barracas son la prolongación sudoriental de la depresión de Sarrión, si bien incluyen también los poljes de El Toro, ya en la

cabecera del Río Palancia. Podría utilizarse en ellos la denominación fisiográfica de páramos, en el sentido laxo de tierras altas y relativamente llanas, pero no en el sentido de relieve estructural de cumbres extensas y tabulares.

Los llanos de Casinos y el Villar, si bien están conectados formando un único sector, son genética y topográficamente distintos: frente al relieve casi llano de la cubeta de Casinos se opone el relieve alozado de la cubeta del Villar; si la primera ha sido configurada por un intenso aluvionamiento reciente, la segunda es una depresión de vaciado a expensas de materiales blandos y procesos de expansión lateral.

c) Valle del Río Mijares.

El valle o depresión del Río Mijares no tiene en absoluto las características topográficas de las unidades precedentes. Antes bien, es, junto con las unidades de relieve topográficamente elevadas, uno de los sectores más escarpados. Como depresión tectónica ha sido definida por SIMON GOMEZ y PEREZ CUEVA (1980) y por SIMON GOMEZ (1984). Como unidad de relieve está constituida básicamente por montañas cuyas cumbres, en ocasiones, conservan restos de aplanamiento; se distingue

difícilmente de la unidad de relieve adyacente meridional, la Sierra de Pina-Espadán.

d) Valle del Río Palancia.

A diferencia del valle del Mijares, esta unidad presenta un mayor desarrollo de elementos topográficos de pendientes bajas o moderadas (glacis, piedemontes coluviales, abanicos aluviales, terrazas fluviales, superficies de erosión) a favor del roquedo blando que domina en gran parte el área. Estos elementos se entremezclan con vertientes de pendiente moderada o alta dando lugar a un relieve muy variado. La altitud media del área es bastante baja, sobre todo en el tramo existente entre la costa y Segorbe. Los límites con las unidades del N y S son difusos; se ha utilizado el criterio de separar los sectores en donde los elementos topográficos subhorizontales comienzan a ser significativos. Por su parte el límite con los llanos de Barracas es claro: está determinado por el escalón topográfico y a la vez umbral paisajístico de El Ragudo.

e) El valle de los ríos Turia y Tuéjar.

Esta unidad de relieve tiene características intermedias entre las del valle del Río Mijares y las del Río Palancia, tanto en su altitud media como en la

proporción existente entre los elementos topográficos horizontales o subhorizontales y las vertientes. Estas presentan fuertes pendientes como consecuencia de la propia génesis de esta unidad: se trata de un área de vaciado intenso y reciente que deja "colgadas" las unidades llanas del N (llanos de Casinos y el Villar) (ver fig 1.3). En el interior, el valle del Río Turia se continúa con el del Río Tuéjar a efectos del área considerada aquí; las características topográficas son similares.

Hacia la costa esta unidad de relieve se estrecha hasta reducirse a las estrictas márgenes del río. A partir de Riba-roja, el Río Turia discurre entre dos áreas tabulares, la citada plataforma de Burjassot-Llíria, de relieve alomado o llano y la plataforma de Manises casi horizontal. En la asociación y delimitación de unidades fisiográficas se ha preferido unir el sector de Burjassot-Llíria a la primera unidad enunciada, la de llanuras y piedemontes costeros.

f) Sierra de Pina-Espadán y

g) Sierra de Javalambre-Calderona.

Estas dos unidades de relieve son muy similares y claramente diferentes de las restantes: sus altitudes medias son elevadas, si bien no sobrepasan los 1.000 m;

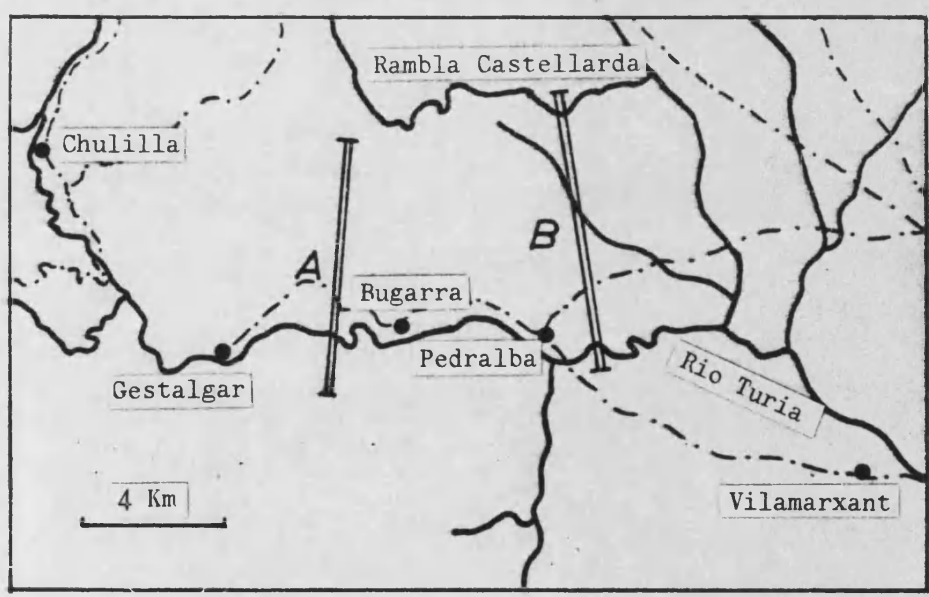
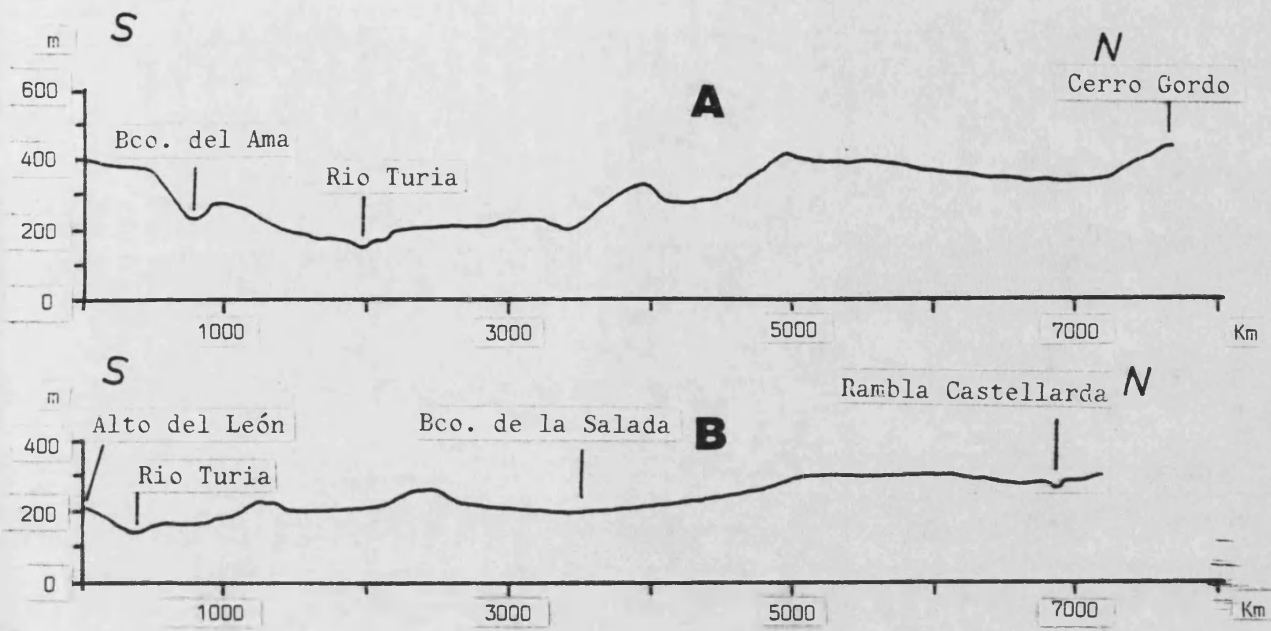


FIGURA 1.3 Perfiles topográficos que muestran la relación entre el valle de la Rambla Castellarda -sectores de Casinos y el Villar del Arzobispo- y el valle del Río Turia.

las máximas se sitúan en torno a los 1.600 metros en Javalambre y los 1.400 m en Pina; sus pendientes son muy elevadas, especialmente en los sectores de rocas silíceas. Todo ello les confiere el carácter de montaña mediterránea de grado medio. El roquedo es otro elemento de similitud, al abundar materiales silíceos en el núcleo de ambos. Únicamente el sector correspondiente a la sierra de Javalambre es claramente calcáreo, si bien no dejan de aflorar las rocas silíceas subyacentes. Finalmente, ambas unidades llegan hasta la cercanía de la costa manteniendo elevadas alturas máximas (600-700 m) para desaparecer bruscamente merced a escalones tectónicos con potentes desniveles.

Las diferencias más marcadas residen en sus límites occidentales y orientales. Hacia la costa la unidad de Javalambre-Calderona se va estrechando progresivamente hasta su desaparición entre Sagunt y Puçol. La unidad Pina-Espadán, por el contrario, mantiene su amplitud y puede adscribirse a ella el retablo montañoso sobre el que se apoya la Plana meridional; entre la Vila-vella y Almenara. En el interior, esta misma unidad se estrecha progresivamente por la existencia de un cierre periclinal en la estructura de la Sierra de Pina; el contacto con los llanos de Barracas es nítido.

do. Por su parte, la unidad de Javalambre-Calderona va estrechándose hacia el NW para conectar con el domo de Javalambre (unidad estructural definida en SIMON GOMEZ, 1984). A efectos de esta delimitación fisiográfica se incluye en este sector el macizo del Castellano que se extiende al S de la Sierra de Javalambre. Este macizo, si bien es de características morfológicas asimilables a las de la sierra, es litológica y estructuralmente diferente: está ubicado en el centro de la depresión del Turia y separa las cubetas de Alpuente y del Villar del Arzobispo, constituyendo el extremo E de la extrusión triásica de Chelva.

Los principales elementos de la hidrografía de esta área ya han sido enumerados: los ríos Mijares, Palancia y Turia vertebran las cuencas fluviales con una disposición estructural y una orientación claramente ibérica; de ellos tan sólo el Río Palancia es considerado en su totalidad. Se trata de cursos con régimen pluvial mediterráneo y sólo en los más importantes, Turia y Mijares, puede adivinarse un cierto influjo pluvio-nival (PEREZ PUCHAL, 1967). Sus módulos absolutos son bajos y los específicos muestran grandes oscilaciones entre los meses de estiaje y los restantes; las

variaciones interanuales son, asimismo, importantes, de forma que los meses de "aguas altas" pueden, en determinados años secos, registrar módulos muy bajos.

La red hidrográfica está constituida por todo un conjunto de arterias fluviales más o menos importantes, pero normalmente de régimen espasmódico o no perenne. Entre las principales pueden citarse: la cuenca de la Rambla Castellarda y la Rambla Primera de Llíria, afluentes del Río Turia; las Ramblas de Azuébar, Algimia, Gaibiel, Somat, del Pla, afluentes del Río Palancia; la Rambla de la Maimona y los ríos de Montán y de Ayódar, afluentes del Mijares y, finalmente, el Barranc del Carraixet, el Río Belcaire (o Belcaide) y el Riu Sonella (o Riu Anna), formado por el Río Veo y la Rambla de Artana, como cuencas independientes situadas entre las de las principales arterias.

PARTE I EL MARCO GEOLOGICO Y MORFOESTRUCTURAL

CAPÍTULO 2

LAS BASES GEOLOGICAS

Como rasgo geológico común a las tierras valencianas comprendidas entre los ríos Mijares y Turia podría aducirse el de su plena pertenencia al dominio estructural y sedimentario del Sistema Ibérico: no se encuentran estructuras o facies béticas ni puede rastrearse la influencia catalánide, salvo en el dispositivo de fracturación de su sector NE . Si estos rasgos diferencian en alguna manera estas tierras de sus inmediatas septentrionales o meridionales, la intensa fracturación y hundimiento de bloques que sufren durante el Pliocuaternario sirve para distinguirlas de unas áreas oeste más compactas. Esta fracturación es capaz de individualizar una serie de bloques elevados y fo-

sas de dirección NW-SE, al contrario que en sus alrededores septentrionales del bajo Maestrazgo (BIROT,1959). La fracturación NE-SW, poco notoria en el interior, adquiere protagonismo en las inmediaciones de la costa en forma de un gran escalón que es prolongación de los del bajo Maestrazgo. Esta fractura hace desaparecer los relieves de directriz ibérica y es una de las que contribuyeron a la apertura del golfo de Valencia en este sector.

Estos son los grandes rasgos geológicos de la región considerada. En los dos capítulos restantes de la primera parte se abordará su estudio desde perspectivas sedimentarias, tectónicas y morfoestructurales. En las páginas siguientes se analizará con detalle el ciclo de sedimentación alpino y la deformación tectónica posterior. A continuación se sistematizarán las morfoestructuras a que dan lugar tales fenómenos geológicos, en un intento de configurar el marco estructural en el que actuará la morfogénesis cuaternaria.

2.1 LA SEDIMENTACION PREALPIDICA Y POSTALPIDICA.

Los episodios sedimentarios comprendidos entre las orogenias herciniana y alpina son los que abastecerán fundamentalmente de materiales para constituir el

marco morfogenético cuaternario. En efecto, la presencia de materiales de edad terciaria, sin- o postorogénicos, es escasa y la de rocas anteriores al Triásico, prácticamente nula.

Estos episodios sedimentarios alpinos han sido condicionados en principio por la evolución geotectónica posthercínica de la península en el ámbito del área geosinclinal de la cordillera Ibérica. Los grandes episodios de esta evolución son:

a) Durante el Estefaniense y Pérmico se producen unos grandes desgarres que dislocan las estructuras arrasadas anteriores ("tectónica tardihercínica" de PARGA, 1969). Estas fallas de desgarre serán de suma importancia para la evolución posterior de la cadena: se reactivarán como fallas normales en las épocas distensivas y como inversas en las fases comprensivas, trazando de esa manera las grandes líneas maestras del relieve actual. Un ejemplo fehaciente es la falla N de Espadán.

b) Durante la Era Secundaria los movimientos relativos entre las placas africana y euroasiática controlarán las fases comprensivas y distensivas. DEWEY et al. (1973) ofrecen un modelo simplificado de estos

movimientos (fig 2.1).

1) Entre -180 millones de años y -80 millones de años se produce un movimiento hacia el SE de diferente magnitud de las placas africana e ibérica (Triás y Jurásico medio-inferior).

2) Entre -80 m.a. y -63 m.a., Jurásico Superior, se produce un movimiento de la placa africana hacia el NW y como consecuencia una fase comprensiva que alterará la sedimentación del área sinforme ibérica (movimientos neociméricos del Jurásico final y áustricos de la mitad del Cretácico.

3) Entre -63 m.a. y -53 m.a. cambia el sentido del movimiento y se produce una fase distensiva previa al levantamiento alpino.

c) Desde el inicio de la Era Terciaria hasta la actualidad se pasa a una comprensión generalizada N-S, que en sus momentos de mayor intensidad provoca las fases paroxismales de formación de relieve y en momentos posteriores las fases distensivas. La orogenia alpina supondrá un corte neto en la historia de la sedimentación. Se pasará de unos ambientes sedimentarios de marcado carácter marino, salvo algunas excepciones

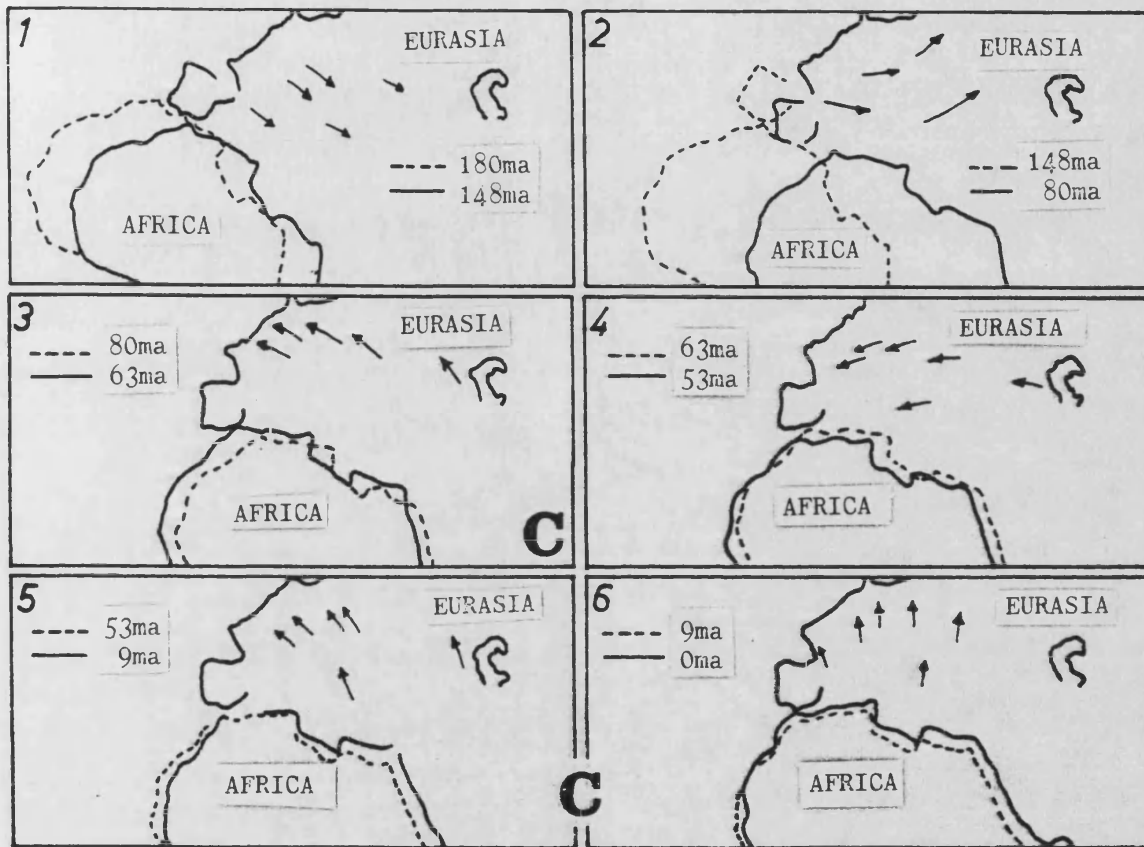


FIGURA 2.1 Posiciones relativas de Africa respecto a Europa en diferentes periodos de tiempo, según DEWEY *et al.* (1973). Las flechas indican el sentido del movimiento relativo de Africa para diferentes puntos de Europa. Se señalan (C) las fases de compresión generalizada.

(Weald, Albiense...), a otro de carácter continental.

La evolución geotectónica condicionará la disposición espacial de los umbrales y las cubetas y sus cambios temporales (el marco de la sedimentación); no obstante, el carácter de ésta será controlado esencialmente por los episodios transgresivos y regresivos de las aguas marinas. Las etapas sedimentarias que se definen a continuación son producto de la interacción de ambos fenómenos.

2.1.1 Los materiales paleozoicos.

Se ha destacado anteriormente la escasa importancia cuantitativa de los materiales de esta edad. No obstante, son los únicos testimonios que permiten rastrear las características del zócalo herciniano. Los afloramientos se reducen exclusivamente a tres áreas de poca extensión (fig. 2.2).

- El paleozoico de Marines (IGME, 1977, b) es un afloramiento de pocos hectómetros cuadrados de extensión constituido por cuarcitas poco metamorfizadas y de edad indiferenciada.

- A la altura del km 10 de la carretera de Caudiel a Montán aparecen unos esquistos verdosos subyacien-

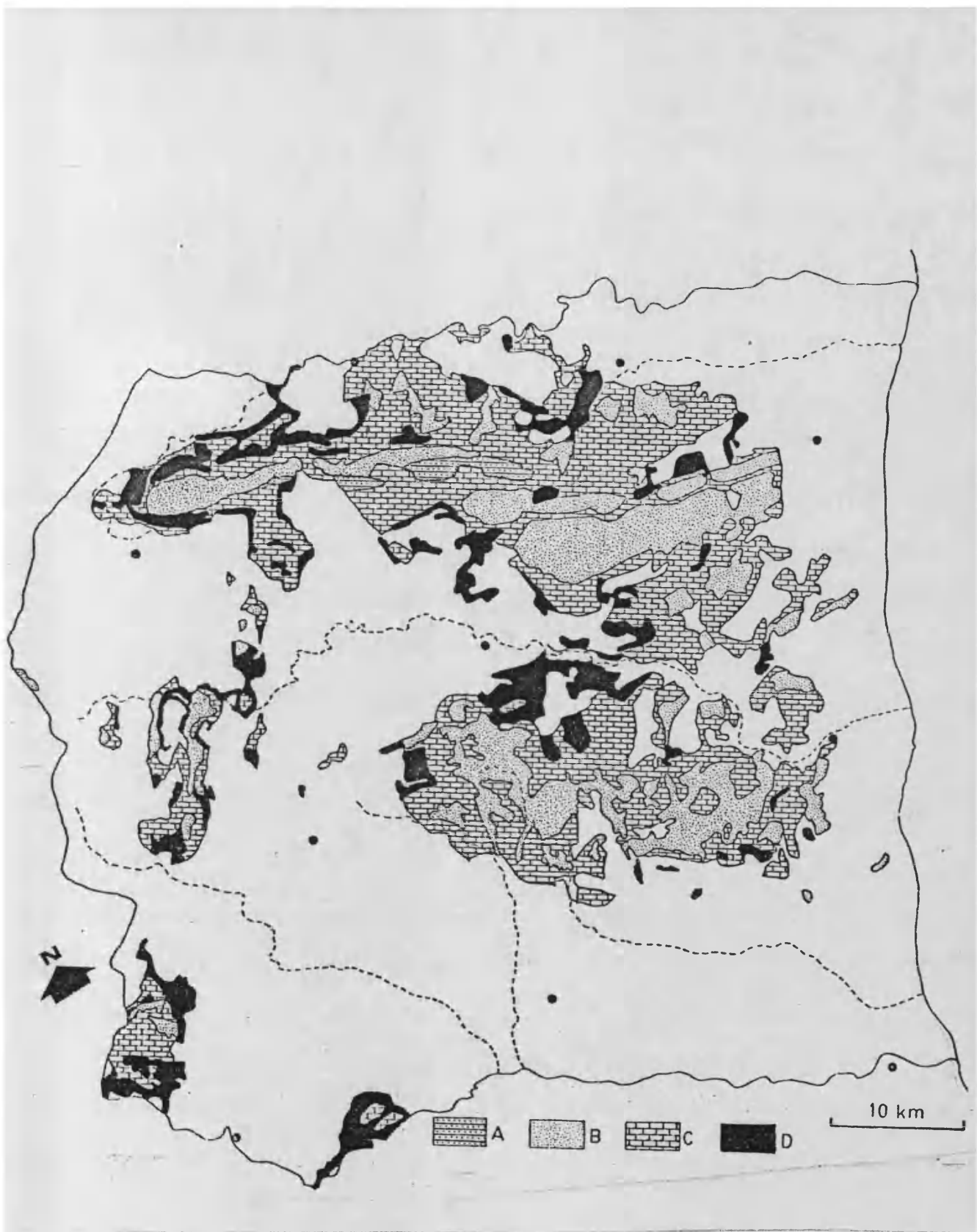


FIGURA 2.2 Afloramientos del Paleozoico y Triásico. A) Materiales del núcleo paleozoico B) Buntsandstein C) Muschelkalk D) Keuper.

do discordantes bajo el Buntsandstein. Son asignados al Silúrico, aunque no se ha encontrado fauna que lo certifique (IGME,1974,a).

- El mayor afloramiento de la zona se da entre Pavías e Higueras. Se trata de pizarras grises que alternan con areniscas micáceas y algunos microconglomerados. Presenta una potencia máxima de 100 m y una extensión de unos 30 km². LOTZE (1929) lo asigna al Devónico, pero debido a la ausencia de testigos paleontológicos y litoestratigráficos, en IGME (1974,c) no se precisa más allá de Paleozoico indiferenciado.

Tanto estos afloramientos, como los cercanos del Desert de les Palmes y Serra de Vilafamés o el existente unos 3 km al NE de Chelva, aparecen en relación con horsts complejos, atacados intensamente por la erosión pliocuaternaria. En condiciones análogas aparecen estos materiales en las áreas colindantes del W, aunque aquí su presencia es mayor, la serie es más completa y la datación más precisa. Todo ello nos da una idea regional bastante clara de las condiciones de sedimentación de la serie prehercínica: se trata en general de sedimentos marinos, de facies normalmente someras, depositados durante los episodios transgresivos y con lagunas estratigráficas en los episodios regresivos (VIALLARD,1973).

El plegamiento de estos materiales en la orogé-
nia hercínica y su posterior arrasamiento y formación
de corteza continental son el final del gran ciclo sedi-
mentario paleozoico. La tectónica de grabens fini-hercí-
nica da lugar al inicio del ciclo sedimentario alpino.

2.1.2 El inicio de relleno de la cuenca.

Como hemos anotado anteriormente en la evolución
geotectónica, con el inicio de la Era Secundaria se va
abriendo poco a poco un graben complejo en el dominio
ibérico. El área de estudio es una zona de transición
hacia el geosinclinal bético y por consiguiente, un lu-
gar de relativo hundimiento. ALVARO et al (1978) lo con-
sideran un centro de expansión continental en donde se
localiza un hot-spot (punto caliente del manto superior)
cuya actividad se refleja en las intrusiones ofíticas
del Triás superior y el vulcanismo del Jurásico inferior
y medio.

En efecto, en el mapa de isopacas del Pérmico
superior y Buntsandstein que proporcionan RIBA y RIOS
(1962) (fig. 2.3) se esboza una cuenca abierta al SE
con potencias que superan los 400 m . Idénticas conclu-
siones se deducen de los mapas de isopacas del Buntsand-
stein y Muschelkalk que proporcionan GARRIDO-MEJIAS y

VILLENA (1977) en donde se observan unas mayores potencias en la zona E que en la W.

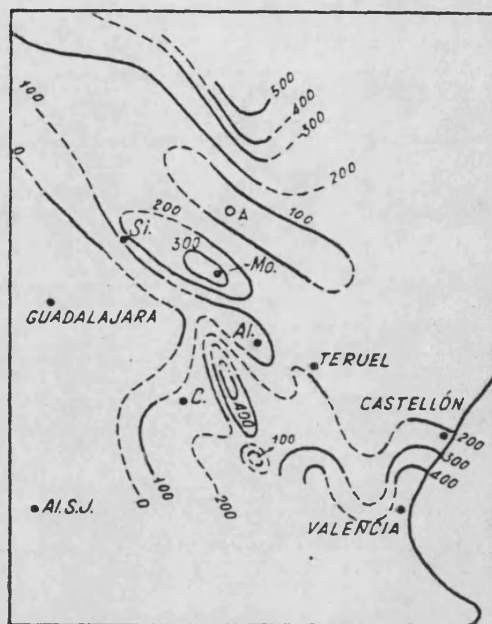


FIGURA 2.3 Variaciones de espesor del Pérmico Superior-Buntsandstein, según G. RICHTER y TEICHMULLER (1933). La región estudiada queda dentro de la zona denominada "cuenca de Valencia", en la cual los espesores son notables. A: Ateca; Al. S. J.: Alcázar de San Juan; C: Cuenca; Mo: Molina de Aragón; Si: Sigüenza.

Esta cuenca abierta al E se rellena durante el Buntsandstein con unos materiales detríticos de variados ambientes (continentales y transicionales) que, si en un primer momento son groseros (conglomerado de cuarcitas basal), pronto alcanzan una mayor selección (paque-

tes de areniscas y arcillas de variadas potencias)(fig. 2.2).

En el techo del Buntsandstein se detecta el primer episodio transgresivo secundario en los depósitos de facies Röt (margas y arcillas abigarradas de carácter evaporítico). La invasión de la cuenca por las aguas marinas durante el Muschelkalk caracterizó los sedimentos de este periodo: un tramo inferior dolomítico, una intercalación de margas y arcillas, correlacionable con el nivel rojo del Muschelkalk en el ámbito de las catalánides (VIRGILI, 1958), y un tramo superior de calizas y dolomías con alguna intercalación margosa.

El Keuper supuso una vuelta a la sedimentación detrítica y evaporítica del Muschelkalk medio, otra pulsación negativa del mar previa a la gran transgresión del Jurásico inferior. ORTI CABO (1974) describe cinco formaciones de las cuales la primera ("arcillas y yesos de Jarafuel") es evaporítica, las dos siguientes ("areniscas de Manuel" y "arcillas de Cofrentes") tienen carácter detrítico y las dos últimas ("arcillas yesíferas de Quesa" y "yesos de Ayora") vuelven a ser evaporíticas. Estos sedimentos se depositaron en el flanco N de una cuenca individualizada con eje en la línea Minglanilla-Cofrentes- Navarrés, con unas potencias que varían

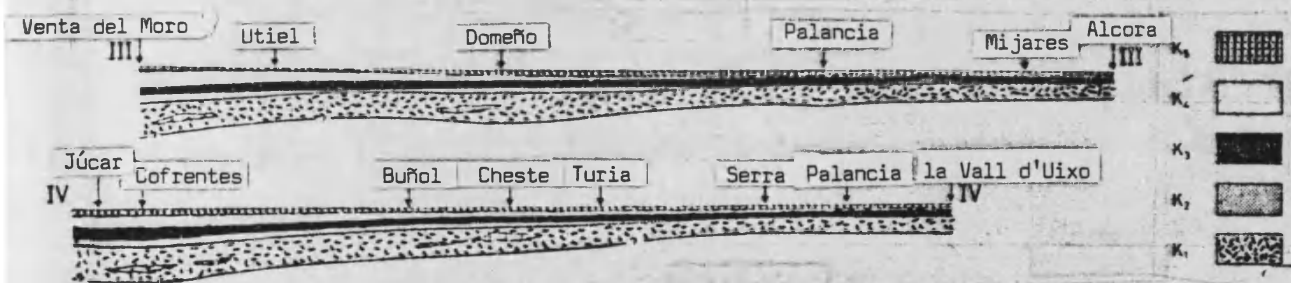
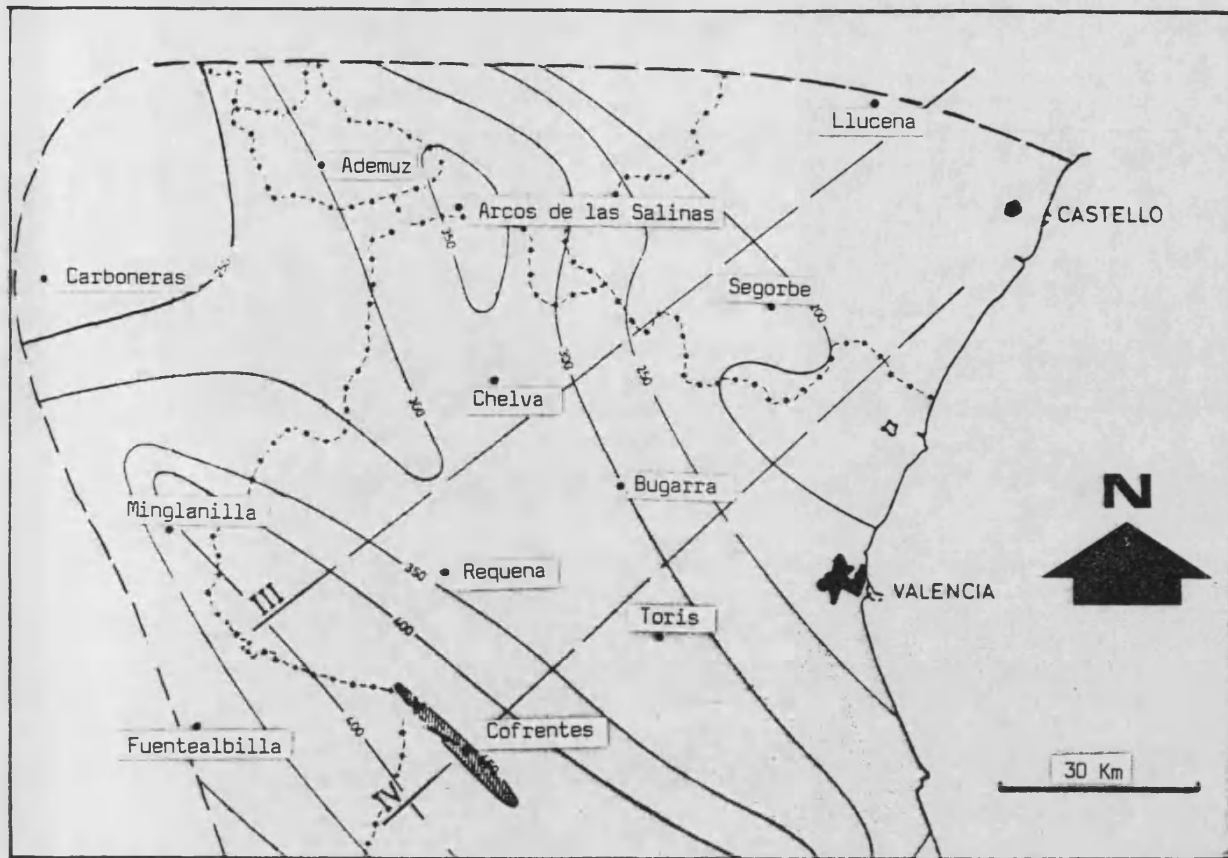


FIGURA 2.4 Mapa de isopacas del Keuper y perfiles de la cuenca según ORTI CABO (1974). K_5 : formación de yesos de Ayora; K_4 : formación arcillas yesíferas de Quesa; K_3 : formación arcillas de Cofrentes; K_2 : formación areniscas de Manuel; K_1 : formación arcillas y yesos de Jara-fuel.

desde menos de 200 m al NE del área hasta 300 en el SE (fig. 2.4).

2.1.3 La deposición carbonatada del Mesozoico medio y superior.

El Jurásico y Cretácico del área se individualizan por el claro predominio de facies carbonatadas de carácter marino (fig. 2.5 y 2.7). Las escasas alteraciones de este medio están ligadas esencialmente a las fases regresivas de los diferentes ciclos sedimentarios desarrollados, dos de los cuales pertenecen al Jurásico y los dos restantes al Cretácico.

El inicio del Jurásico coincide grosso modo con la transgresión del primer ciclo sedimentario, si bien hay que retrotraer la edad de las primeras formaciones carbonatadas, unas dolomías vacuolares o "carniolas", al Rethiense. Los primeros episodios de este ciclo estuvieron caracterizados por una dolomitación generalizada, propia de un ambiente nerítico somero.

Paulatinamente se van afirmando las condiciones marinas, lo que origina una predominancia calcárea en el resto del Lías. Estas condiciones únicamente se ven interrumpidas en el Toarciense inferior con un episodio detrítico margoso. VIALARD (1973, p.96) alude a un

aumento de las profundidades del mar liásico que, sin llegar a ser pelágico, permite la deposición de unas ritmitas de arcillas o margas y calizas margosas.

El Dogger representa una continuación de las condiciones reestablecidas en el Toarciense medio y superior. La sedimentación es monótonamente calcárea hasta el Calloviense inferior, contrastando con la dolomitización existente en la provincia de Cuenca, debida a la menor profundidad del ambiente nerítico (VIALARD, 1973, p.125). Tres niveles guía enmarcan este periodo: las calizas bioclásticas con grandes bivalvos del techo del Toarciense superior, los niveles con nódulos de sílex del Bathoniense (IGME, 1975, p.11) y el nivel de oolitos ferruginosos del Calloviense Superior (BATALLER, 1964 y GOY, GOMEZ FERNANDEZ y BARCELAR, 1953). Este nivel supone una condensación de fauna en un marco de casi nula sedimentación.

Tras este hiato sedimentario se inicia, con el Malm, el segundo ciclo sedimentario. Este, como el primero, atañe a amplios sectores de la cordillera Ibérica, tal como demuestran los diferentes datos regionales (VILLENNA, LINARES y RIBA, 1971; BULARD, et al, 1971, etc.). En un primer momento se produce una deposición de carbonatos en un mar abierto bastante profundo. Luego con el

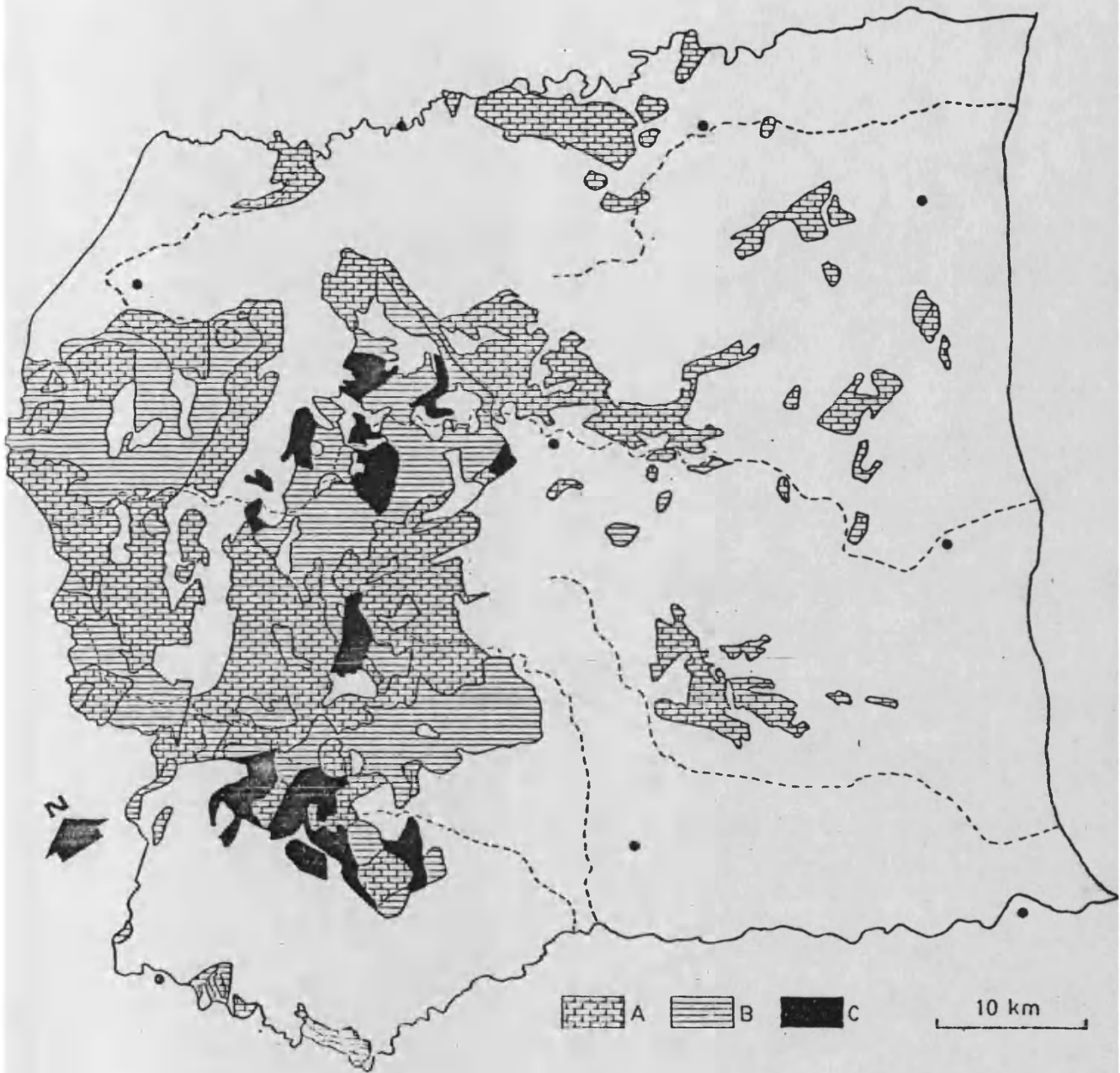


FIGURA 2.5 Afloramientos de materiales jurásicos. A) Materiales calcáreos B) Materiales mixtos, calcáreos y detríticos C) Materiales detríticos.

RESUMEN DE LA TERCERA REUNIÓN DE LA COMISIÓN ASOCIADA DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA DE LA OEA
 BOGOTÁ, COLOMBIA, 1973: LOS MODELOS DE LA TERCERA

inicio del Kimmeridgiense, se reduce la profundidad de la cuenca y se inicia una deposición detrítica alternante con carbonatos. Se configura así una serie rítmica con una potencia generalizada de más de 100 m .

Con el fin del Kimmeridgiense se inicia una regresión que acentuará el carácter detrítico de los sedimentos e irá desplazando la costa de W a E . Durante el Portlandiense, la facies Purbeck, deltaica, es general al W del meridiano de Pedralba excepto en la hoja de Chulilla en donde se señala su erosión o no sedimentación a causa de los movimientos neociméricos (IGME, 1973,b). El resto del área no presenta afloramientos que permitan rastrear su carácter, aunque parece ser que, al menos en el NE, continúa un medio marino somero, tal como se indica en IGME (1974,a), para el Portlandiense calcáreo de los alrededores de Montanejos.

La retirada del mar, así como la configuración de un relieve de umbrales y cubetas con dirección NW-SE, generado en el momento álgido de la epirogenia neocimérica (tránsito Jurásico-Cretácico) marcaron las características principales de la sedimentación inicial del Cretácico e incluso motivaron que no llegara a haber deposición en algunos lugares del área en este periodo.

Al N de ella, CANEROT (1974), cita la existencia de una laguna estratigráfica en el "Umbral del Maestrazgo". Dentro de ella cabe destacar el "umbral ibérico sudoriental" (CANEROT, GAUTIER y VIALARD, 1971), en donde se produce un fenómeno semejante. En las áreas hundidas al NE y SE de este umbral se depositaron unos materiales fluviales, deltaicos y lagunares (facies Weald), no llegando a alcanzar carácter marino en contra de lo que sucede al N del "Umbral del Maestrazgo" (CANEROT, 1967, b y 1974) o al SE, en el Caroig (FOURCADE, 1970, p.166).

El primer ciclo sedimentario marino del Cretácico se inicia en el Barremiense superior y se prolonga normalmente durante el Aptiense, rellenando las cubetas generadas con los movimientos neociméricos. Parece ser que los sedimentos eocretácicos no llegaron a cubrir totalmente el área del "umbral ibérico sudoriental", según se desprende del esquema paleogeográfico ofrecido por CANEROT, GAUTIER y VIALARD (1971) (ver fig. 2.6). No obstante, la potente serie del Barremiense medio-superior y Aptiense (hasta 500 m) ayudó a regularizar la topografía creada por los movimientos neociméricos. Estos sedimentos tienen un marcado carácter calcáreo en el Beduliense final y Gargasiense inicial, momento de

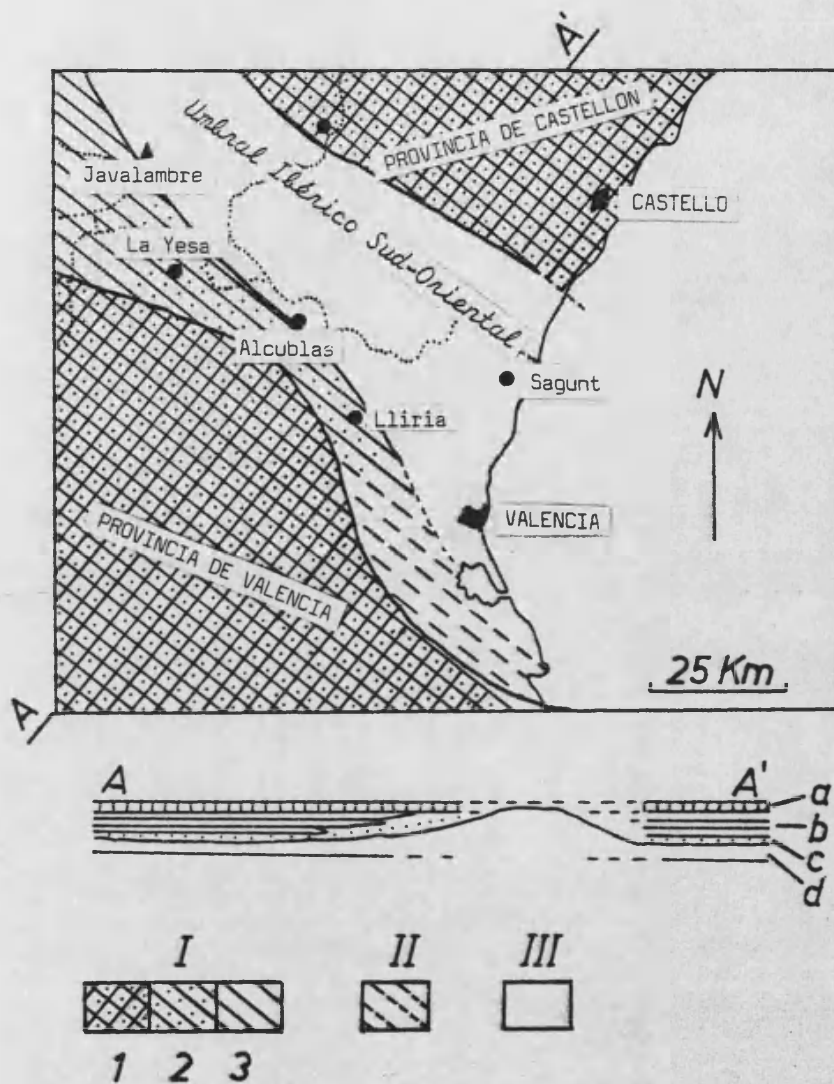


FIGURA 2.6 Umbral ibérico sud-oriental según CANEROT, GAUTIER y VIALARD (1971).
 I) Albiense más neocretácico sobre: 1) Óptiense; 2) Wealdiense; 3) Jurásico. II) Neocretácico sobre Jurásico. III) Ausencia de Cretácico bien original, bien por erosión. a) Albiense más Neocretácico; b) Eocretácico marino; c) Wealdiense; d) Jurásico.

máxima extensión del mar aptiense. Tal carácter no se pierde en los estadios anterior y posterior al referido, aunque cabe detectar una mayor presencia de aportes detríticos arenosos, propios de unos ambientes más costeros y menos neríticos.

Los movimientos de la fase áustrica, de edad pre-albiense, condicionaron la regresión del mar aptiense y la génesis de un nuevo relieve. Este nuevo marco sedimentario hará que se deposite una serie arenosa de carácter fluvial y deltaico (facies Utrillas), de potencia regional variable, proveniente del arrasamiento de las zonas elevadas. Sin embargo, al NE del área (IGME, 1974,b) se mantendrán las condiciones marinas, depositándose, al igual que en la mitad norte de la provincia de Castellón, las denominadas "areniscas del Maestrazgo".

Asímismo, VIALARD (1974) insiste en situar la línea de costa del mar albiense en la zona del Villar del Arzobispo-Sierra de Malacara, por la abundante presencia de glauconias, indicadoras de un medio litoral. No se señala lo mismo en la hoja del Villar del Arzobispo (IGME, 1977,b) que describe unos sedimentos de carácter continental correlacionables con los de la facies Utrillas. Una transgresión, que se produce al inicio del Cenomaniense sobre un relieve de arrasamiento

y colmatación muy nivelado, iniciará el segundo ciclo sedimentario del Cretácico.

Los depósitos cenomanienses apenas están representados en el área estudiada, siendo lo más frecuente la presencia única de la parte inferior de este piso (así sucede en las hojas de Manzanera, Alpuente, Segorbe y Alcora). Para averiguar su ambiente sedimentario habrá que acudir, pues, a datos regionales y concretamente al área de las sierras de Utiel-Buñol (hojas de Chulilla, Requena, Utiel Mira, Chelva...) y al área de la Serranía de Cuenca en donde la columna sedimentaria aflora en su totalidad.

El Cenomaniense inauguró normalmente su serie con unos depósitos calcáreo-detriticos y continuó con litologías francamente calcáreas. Este estadio supuso la progresiva instalación de un mar que avanzaba de E a W hasta alcanzar en el área un ambiente nerítico.

Estas condiciones se mantuvieron durante el Turoniense, momento en el que el mar alcanzó su máxima extensión. Finalmente, en el Coniaciense se inicia una regresión que acabó con el primer ciclo menor del gran ciclo sedimentario neocretácico.

Los depósitos del segundo ciclo menor, Santonien-

se-Maestrictiense ya no tienen representación en el área. Los materiales santonienses más cercanos son unas dolomías seguidas de calcoarenitas que culminan la serie del sinclinal cretácico de las sierras de Utiel-Buñol, entre Chulilla y Requena. Los datos regionales indican la presencia de un mar somero, propicio a la dolomitización de la serie carbonatada y una regresión motivada por deformaciones epirogénicas (VIALLARD, 1974) que, aunque se manifiesta ya a finales del Santoniense (depósitos más detríticos), se generaliza a partir del Campaniense. La retirada del mar abre paso a la deposición de unos materiales en facies Garumn, que perdura tanto en el Campaniense y Maestrictiense como en el inicio del Terciario. Estos depósitos, observables en Chera, Estenas y en su serie más completa al NE de Siete Aguas, inmediatamente al SW del área, no figuraban en la cartografía de BRINKMANN (1931) y únicamente pudieron precisarse en cuanto a edad a partir del descubrimiento de Bulimus gerundensis (BATRINA y GEA, 1954). El conjunto será el último paquete de materiales que descansa en concordancia sobre la serie secundaria.

2.1.4 La sedimentación post-alpídica.

Las fases epirogénicas que hemos citado hasta ahora se han considerado como premonitoras de la orogé-

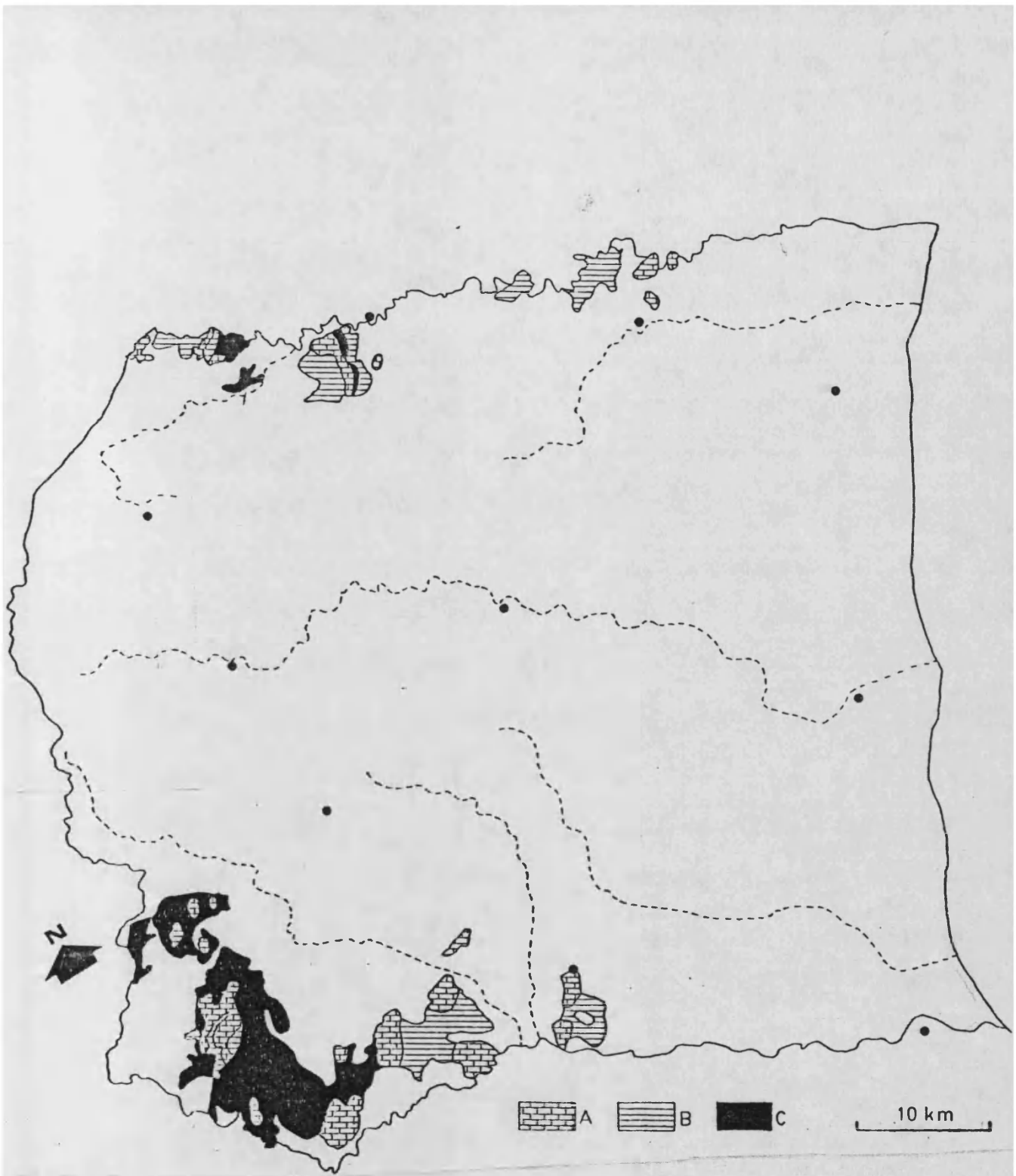


FIGURA 2.7 Afloramientos de materiales cretácicos. A) Cretácico calcáreo B) Materiales mixtos, calcáreos y detríticos C) Cretácico detrítico.

nia alpina. No obstante, se tomará la fase compresiva mayor, de edad oligocena superior como límite entre los ciclos sedimentarios pre-alpídicos y la sedimentación neógena y cuaternaria posterior. Por una parte, esta sedimentación post-alpídica es netamente discordante respecto a los depósitos anteriores. Por otra, cambiará en esencia el ambiente sedimentario: de unos depósitos mesozoicos predominantemente marinos se pasa a una sedimentación continental en su mayor parte, ya que sólo el sur del área se verá afectada en un momento dado por una transgresión del mar mioceno (USERA, 1972).

Aunque los sedimentos paleógenos no han podido conservarse o incluso depositarse en el área considerada, no ha sucedido lo mismo con los neógenos. Estos materiales se reparten aparentemente desordenados por toda ella, pero pueden agruparse grosso modo en tres áreas diferenciables (fig. 2.8):

a) Retazos englobables en el conjunto mio-plioceno que se depositó en la cuenca media del Río Mijares y en la cubeta de Sarrión.

b) Mioceno y Plioceno del valle del Palancia

c) Mioceno marino y lacustre de Burjassot.

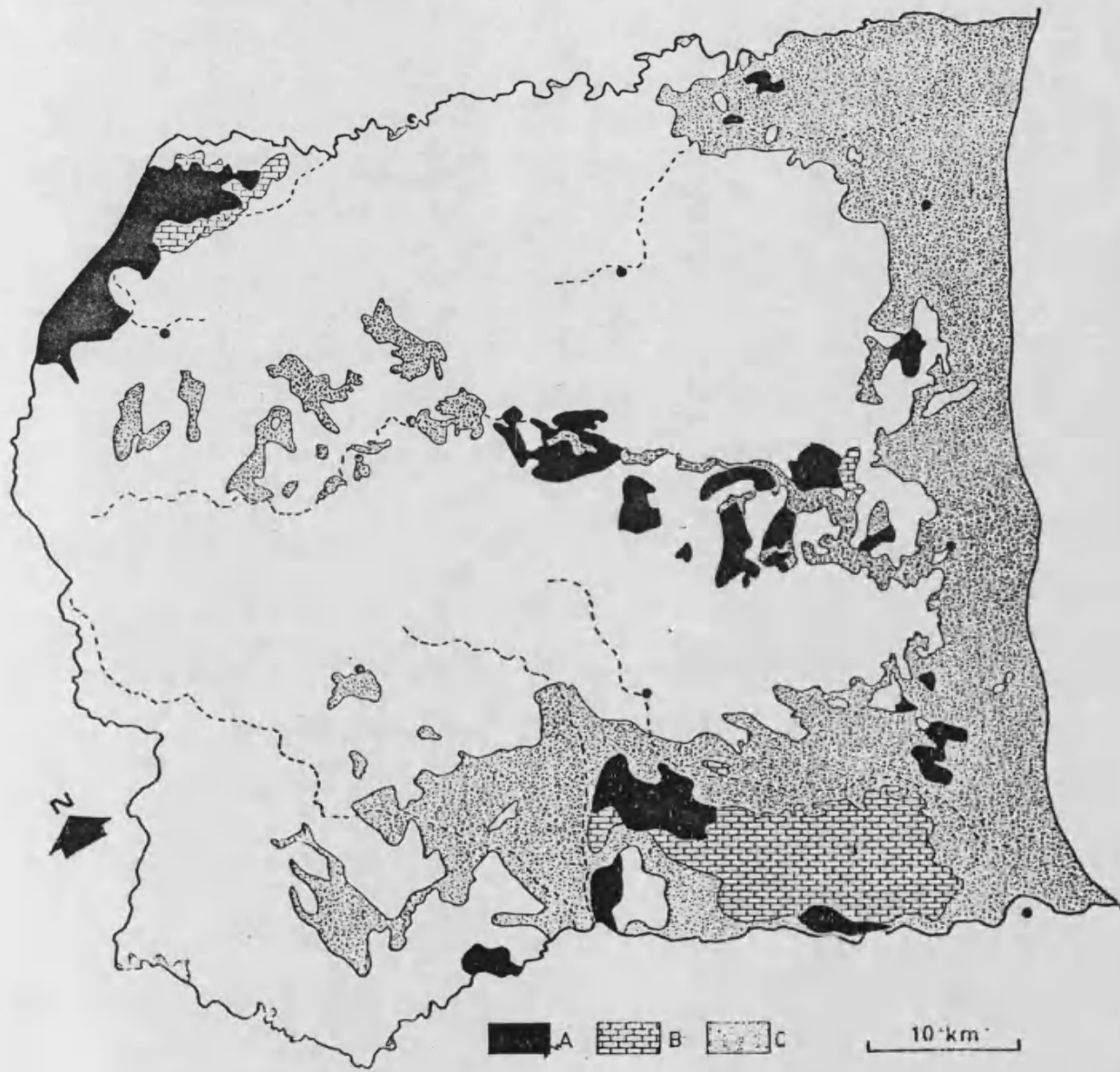


FIGURA 2.8 Afloramientos de Terciario postorogénico y Cuaternario. A) Terciario detrítico B) Terciario calcáreo C) Cuaternario.

Los dos primeros grupos son retazos no erosionados durante el Pliocuaternario que se depositaron en áreas deprimidas, generadas ya tras la comprensión finioligocena. Estas estructuras apenas se vieron afectadas por una última fase compresiva, aunque alguna de ellas, por ejemplo la cubeta de Sarrión, pudo verse reafirmada con la distensión postvindoboniense cuando ya se había sedimentado parte de la serie.

a) Una parte de los afloramientos que aparecen en el primer sector hay que englobarlos con el conjunto mio-plioceno de la cuenca media del río Mijares. La otra parte, la más extensa, está relacionada con los de la cubeta de Sarrión. En realidad estas dos zonas presentan una misma columna estratigráfica, salvo ligeras variaciones. La gran diferencia entre ambas radica en que la serie de la cuenca media del río Mijares está mucho más erosionada que la de la cubeta de Sarrión, en donde el encajamiento de los ríos no comenzó hasta las últimas etapas del Villafranquiense (MOISSENET y GAUTIER, 1971, p.19).

En el Neógeno de la cubeta de Sarrión se delimitan dos tramos bien diferenciados (IGME, 1974,a). Estos aparecen separados por la deformación tectónica postvindoboniense, que fue capaz de generar una discordancia

entre ellos. El primero, al que asigna una edad de Mioceno Inferior, presenta una base de 50 a 60 m de conglomerados groseros y un techo de 30 a 50 m de calizas travertínicas compactas de ambiente lagunar. Este tramo fosiliza un relieve de materiales mesozoicos bastante pronunciado. El segundo, a su vez puede dividirse en dos episodios, la formación de Sarrión (ADROVER et al, 1974) y la formación de la Puebla de Valverde.

Los materiales de la formación Sarrión son unos limos y arcillas muy rojizos, con intercalaciones de conglomerados con cantos muy redondeados. Su cronología es conocida gracias a un yacimiento paleomastológico hallado en una cavidad cárstica rellena por las arcillas de la base de la formación. Este yacimiento ha sido estudiado por ADROVER (1974) y ADROVER et al (1974), que establece su edad al comienzo del Villafranquiense.

La formación de la Puebla de Valverde, por el contrario, presenta unos materiales bastante distintos: areniscas, arcillas y limos arenosos y brechas angulosas con tonalidades claras. Parece corresponder al inicio de unas condiciones climáticas frías, frente al clima cálido bajo el que se generaría la anterior formación. Su techo ha podido datarse gracias al yacimiento paleo-

mastológico de Puebla de Valverde, estudiado por CRUSAFONT et al (1964), GAUTIER y HEINTZ (1979) y AGUIRRE y SOTO (1979), que coinciden en situarlo en el tránsito Plioceno-Cuaternario.

El terciario del valle medio del Mijares, del cual sólo una pequeña parte pertenece a nuestra área de estudio, presenta la misma serie litoestratigráfica. El primer tramo está compuesto por conglomerados, si bien estos alcanzan menores potencias que en la cubeta de Sarrión. En algunos lugares estos conglomerados presentan un rápido paso lateral a calizas travertínicas. Este tramo de la serie está afectado por fallas, por lo que, al igual que en la zona anterior, los depósitos del Ponto-Plioceno Inferior se asientan en ligera discordancia sobre los del resto del Mioceno. Los depósitos más modernos están constituidos por una alternancia de conglomerados, areniscas y arcillas de colores ocres a rosados que localmente pueden incluir travertinos (IGME, 1974,b).

b) El terciario del valle del Río Palancia es el segundo de los conjuntos que vamos a considerar. Tras la fase mayor de compresión de la orogenia alpina, los terrenos del actual valle del Palancia quedaron enmarcados entre dos vastas estructuras anticlinales. Era pues,

un lugar propicio para ser colmatado por series detríticas desencadenadas por la denudación de los relieves recién creados. Efectivamente, en la actualidad, afloran unos materiales terciarios post-orogénicos, casi sin discontinuidad areal, desde el puerto del Ragudo hasta Sagunt. Estos depósitos manifiestan, además, un claro carácter continental. El inicio de la sedimentación lo constituyen unos conglomerados poligénicos con cemento calcáreo y matriz areno-limosa, que presentan alguna intercalación de areniscas y arcillas. Por sus características morfológicas y por la estratificación cruzada que presentan, en IGME (1974,b) se atribuye un origen fluvial. Esta parte de la serie tendría para estos autores una edad Chatiense Mioceno Inferior, aunque no se ha encontrado una fauna que permita corroborarlo. El resto del Mioceno presenta, según áreas, diferentes facies. Hacia el centro del valle (Segorbe) afloran unos depósitos fluviales coronados por calizas arcillosas de origen lacustre (IGME, 1974,c). Hacia el SE, imperan unas condiciones lacustres mejor desarrolladas, sobre todo al final de la serie (IGME, 1974,e). A este tramo calcáreo se le asigna, por comparación con las áreas situadas al S una edad Vindoboniense-Pontiense.

En el área noroccidental del valle no llega a aflorar el Mioceno. Allí los depósitos terciarios(según

IGME, 1977, a), pertenecen exclusivamente al Plioceno y se apoyan directamente sobre el roquedo mesozoico. La serie estratigráfica está conformada por arcillas y conglomerados y culmina con calizas travertínicas. Su fauna de gasterópodos ha permitido datarla como Villafranchiense. La complejidad de este sector, sin embargo, es grande, y las discontinuidades cronolitoestratigráficas entre la cartografía geológica manifiestas. Ello nos obliga a tratarlo con mayor detenimiento en el apartado 4.2.2.

c) El Terciario marino y lacustre existente entre Lliria y Burjassot es sólo una pequeña parte del que aflora en toda la fachada oriental de la provincia de Valencia. Tras la fase compresiva intraoligocena se inicia en esta área una sedimentación de carácter detrítico desencadenada, como en otros sectores, por la formación de relieve previa. La serie sedimentaria post-orogénica se verá afectada por dos tipos de factores. Por una parte, los sucesivos episodios tectónicos menores van a generar discordancias dentro de ella. Por otra, las oscilaciones del nivel del mar, y concretamente la importante transgresión intramiocena marcarán decisivamente el tipo de depósitos con que nos vamos a encontrar.

El área de Buñol es quizá el mejor sector para estudiar la evolución sedimentaria postorogénica de este área. Allí, el primer autor en suministrar un esquema cohe-

rente de la serie miocena fue BRINKMANN (1931). Este inicia la columna estratigráfica con materiales detríticos continentales que atribuye a final del Oligoceno y destaca, sucesivamente, un Burdigaliense marino, un Helveciense de igual carácter, un Tortoniense continental fluvial y un Pontiense lacustre. Según este autor todos los tramos presentan discordancias entre sí.

DUPUY DE LOME (1956) señala la presencia de un Burdigaliense detrítico con intercalaciones marinas que hacia el interior pasa a ser totalmente continental. Esta salvedad al esquema anterior queda ratificada por el descubrimiento por parte de CRUSAFONT y TRUYOLS (1957, p.17) de un yacimiento de mamíferos, al que atribuyen, incluso, una edad Vindoboniense, pese a las discrepancias de ADROVER (1968) que prefiere datarlo como Burdigaliense. En efecto, la transgresión marina iniciada, según BRINKMANN, ya en el Burdigaliense, no se generalizó ni alcanzó estas localidades interiores hasta el Helveciense.

Es USERA (1972, p.311) quien sugiere tal edad para el punto máximo de la transgresión, en un excelente trabajo sobre la evolución paleogeográfica del Mioceno de la cuenca de Valencia, basado en el análisis de asociaciones de foraminíferos. Siguiendo sus ideas

habría que señalar el inicio de la regresión marina en el Tortoniense, siendo motivada por una fase de plegamiento del área bética. Quizá fuese el inicio de la regresión que acabaría en la crisis mesiniense del mar Mediterráneo (HSÜ et al, 1973).

Los depósitos señalados por los diversos autores para estos últimos tramos del Mioceno reflejan, aún con ciertas variaciones de facies, los episodios transgresivos y regresivos del Mediterráneo. En el sector situado entre Burjassot y Llíria, (IGME, 1974, g, p.9-10) indica la existencia únicamente de los tramos finales de la serie. La unidad Helveciense-Tortoniense estaría compuesta por areniscas y arcillas que intercalan algunos bancos calcáreos de poco espesor y rápida extinción lateral. El medio sedimentario dominante sería el de un mar tranquilo, aunque en el techo, quizá por efectos de la regresión marina y de la consecuente acentuación de la litoralidad, se observan signos de una mayor turbulencia.

Todos los autores citados coinciden en que la coronación de la serie miocena está marcada por unas calizas lacustres equivalentes a las de la facies "páramo" de la Meseta. GARCIA et al, (1975, p.574) llegan a observar, al W de Yátova, una unidad carbonatada de 60 m

de potencia. IGME (1974,g, p.10 y 1974,h, p.6) admiten entre 10 y 25 m de espesor, si bien en la hoja de Burjassot se data esta unidad como Vindoboniense-Pontiense. En realidad no puede aceptarse una cronología Vindoboniense si se describe este tramo como concordante y suprayacente al Helvetiense-Tortonense anterior.

Esta sedimentación pontiense será cortada bruscamente por las deformaciones producidas a raíz de la última fase distensiva de la orogenia alpina.

2.2 LAS DEFORMACIONES LIGADAS A LA OROGENIA ALPINA.

La orogenia alpina, tanto aquí como en otros puntos del dominio ibérico, ejerce un doble papel: por una parte, en sus diferentes pulsaciones comprensivas y distensivas condiciona el ambiente sedimentario, matizando o incluso sobreimponiéndose a los influjos de las oscilaciones del nivel marino; por otra, genera los principales rasgos estructurales que hoy podemos analizar. Será en este segundo punto en donde fijaremos a partir de ahora la atención.

2.2.1 Los movimientos iniciales.

Los movimientos de la orogenia alpina previos a la fase tectorogénica se desarrollaron en tres etapas:

- a) Etapa de movimientos permotriásicos
- b) Etapa de movimientos neociméricos
- c) Etapa de movimientos áustricos.

Todos ellos dejaron su impronta en la evolución paleogeográfica del área y por tanto en su evolución sedimentaria.

La primera etapa es responsable de la apertura de surcos sedimentarios de dirección ibérica a partir de un relieve herciniano arrasado (VIALLARD, 1973, p. 392). GLANGEAUD, (1968, p.98) considera esta fase, junto con la distensión triásico-liásica, como marco previo a la tectorogénesis en el área del Mediterráneo occidental. Según él, las nuevas estructuras creadas por estas fases distensivas evolucionaron como elementos móviles de la corteza hasta que en el Oligoceno se produjo un bloqueo general. En este marco, los movimientos tectónicos de etapas posteriores (neociméricos y áustricos) serían producidos por verdaderas compresiones. En este sentido VIALLARD (1973, p.394), aunque considera esencialmente epirogénicos a los movimientos neociméri-

cos, admite un ligero acortamiento en el eje horizontal.

El efecto de estas fases jurásicas y cretácicas, sean compresivas o epirogenéticas, es el de generar una serie de umbrales y surcos de dirección ibérica. En nuestra área el principal rasgo de esta tectónica es el citado "surco ibérico sudoriental".

2.2.2 La fase paroxismal.

GLANGEAUD (1968, p.110), en un excelente estudio de geodinámica del área del Mediterráneo occidental, da una edad Cretácico superior- Eoceno a la fase paroxismal de la orogenia alpina: es el momento en que se generan las principales cordilleras (Alpes, Cárpatos...), a causa de un acercamiento de los megacratones de Africa y Europa. El momento de máxima compresión en la cordillera ibérica y, por tanto, la fase de creación de grandes estructuras anticlinales y sinclinales en nuestra área se produjo al final de esta tectorogénesis (Oligoceno) y también durante lo que él denomina fase de "ajustes tarditectónicos" (Mioceno).

La ausencia de depósitos del Terciario inferior en nuestra área hace difícil rastrear deformaciones tectónicas anteriores a la fase mayor de plegamiento. Únicamente pueden ofrecer alguna prueba los estudios de

microtectónica, tímidamente abordados por algunos autores de la nueva serie del Mapa Geológico 1:50.000 (vid. IGME, 1977, a). No obstante, existe cierta unanimidad en admitir una fase compresiva anterior al Estampiense.

VIALARD (1973, p.394 y 1976, p.43) la describe como de débil intensidad y le da una edad de posible vigencia similar a la de la fase paroxismal alpina de Glangeaud, es decir, Cretácico final a Eoceno Inferior-Medio. ALVARO, (1975), tras un estudio microtectónico, cita una fase de acortamiento evidenciada por estilolitos en dirección NW-SE, que son afectados por otros orientados NE-SW, los correspondientes a la fase que generaría los grandes pliegues ibéricos. Finalmente, GOMEZ y BABIN (1973) describen tres generaciones de pliegues en el anticlinal de Sot de Chera y asignan una edad pre-oligocena al primero, si bien VIALARD (1977, p.92) da una interpretación diferente al mismo fenómeno. SIMON GOMEZ (1984) propone un esquema de evolución tectónica en el que aparece también una primera fase compresiva de dirección WSW-ESE.

La fase principal de plegamiento genera estructuras NW-SE dentro del marco de un fuerte acortamiento horizontal debido al acercamiento de la Meseta y del macizo ibérico. En el área destacan el anticlinorio de

Espadán, el sinclinatorio del valle del Palancia y el anticlinorio de Javalambre-Calderona. El valle medio del Mijares quedaría enmarcado en el flanco nororiental del anticlinorio de Espadán, mientras que el área del Río Turia fue un vasto sinclinatorio cuyo eje estaría situado en las sierras de Utiel-Buñol.

La edad de esta deformación, si bien no ha podido precisarse en nuestra área por la misma razón que la anterior, está bastante bien atestiguada en el resto de la Cordillera Ibérica. La mayor parte de los autores se ponen de acuerdo en situarla después del Oligoceno Medio. FALLOT y BATALLER (1927) sugerían el tránsito del Oligoceno al Mioceno como el periodo más probable en la Cadena Ibérica Aragonesa. VIALARD (1973, p.395), en su tesis sobre la Cadena Ibérica sudoccidental, indica una deformación posterior a un nivel detrítico datado por carofitas como Estampiense Medio-Chatienense. Posteriormente, fruto de otros trabajos monográficos sobre tectónica del área ibérica la da como antevindoboniense. Enmarcada pues, como post-Estampiense y antevindoboniense tras un análisis en el área de Buñol y Siete Aguas de los sedimentos postorogénicos, sugiere el periodo finioligoceno a Mioceno basal como el de mayor intensidad de la compresión (VIALARD, 1976, p.44). En el sector de Sot de Chera discute la existencia de

las dos fases de plegamiento (preoligocena e intraoligocena) a Gómez y Babín, considerando que se trata de dos plegamientos superpuestos homoaxiales atribuibles a dos pulsaciones compresivas de esta fase mayor.

RIBA (1959) y CANEROT (1974), entre otros autores, han destacado la importancia que tiene el paquete de Trías plástico (Muschekalk medio a Keuper) en la evolución tectónica de la Cordillera Ibérica: es capaz de establecer una independencia dinámica de la cobertera mesozoica respecto al zócalo herciniano y su tegumento del Buntsandstein y Muschelkalk inferior. El Trías plástico ha favorecido así una tectónica de cobertera en la que las capas jurásicas y cretácicas tienden a plegarse independientemente, condicionadas indirectamente por las fracturas del zócalo. Dentro de este esquema de tectónica de cobertera se discute si se trata de despegues gravitacionales o de una desigual respuesta de zócalo y cobertera ante la compresión horizontal.

El modelo propuesto por CARENOT (1974) para el área del Maestrazgo y que pretende generalizar para el resto de la Cadena Ibérica, es el de despegue gravitacional. Las líneas básicas de su hipótesis para el área del Maestrazgo serían:

a) un accidente de fondo eleva el área de Espadán. Posiblemente se trató de un pliegue anticlinal como demuestra la pizarrosidad de fractura que afecta a las argilitas del Buntsandstein en el núcleo de esta sierra (GUTIERREZ y PEDRAZA, 1974, p.270).

b) este accidente desplaza la cobertera por gravedad hacia el NE.

c) esta se mantiene tabular en el área del Maestrazgo, en donde su potencia es máxima y se pliega en el extremo N (Bajo Aragón y Maestrazgo turolense) gracias al menor espesor de las capas mesozoicas.

Por su parte, VIALARD (1978, p.1106) rechaza esta interpretación y propone una hipótesis de desigual respuesta de zócalo y cobertera a las primeras fases de de compresión. Para él, la ausencia de cobertera en los núcleos de los anticlinales no es indicio de despegue, sino de erosión.

2.2.3 Fases tectónicas posteriores.

Tras esta fase compresiva finioligocena se suceden, al menos, tres episodios tectónicos más en el área de la Cordillera Ibérica. Estos episodios quedan reflejados en nuestro sector en forma de diferentes fenómenos

posteriores a las estructuras ibéricas.

A) La fase compresiva intramiocena.

En primer lugar cabe reseñar los efectos de una fase compresiva ya enteramente miocena, que genera pliegues transversos a los ibéricos. ALVARO (1975, p.246) señala estilolitos en dirección ENE-WSW para el área de Sigüenza, que correlaciona con las estructuras principales de la sierra de Altomira y otros pliegues de dirección N-S a NNW-SSE. SIMON (1981, a, p.208) indica unos plegamientos superpuestos a los NW-SE oligocenos en la región de Aliaga-Calanda. Según él, este acortamiento, de dirección SSE está ligado a una reactivación de la falla del Segre como desgarre sinistral y podría estar relacionado con la tectogénesis principal de las S.Béticas.

GOMEZ y BABIN (1973) distinguen en Sot de Chera, inmediatamente al S del área estudiada, una fase de plegamiento posterior a la oligocena que datan como intra y/o post-Mioceno Medio. Asimismo, SIMON (1981,b) constata la existencia de una deformación compresiva que afecta a materiales de edad aquitaniense en Ribesalbes y que posee un eje de acortamiento SSE, similar al de Aliaga-Calanda y al de otros puntos del Maestrazgo. Estas observaciones hacen desechable la idea de ALVARO, CAPOTE

y VEGAS (1978) de restringir el área de compresión post-oligocena al S de la Falla Hespérica, antiguo desgarré tardihercínico que se extiende desde la Sierra de Ayllón hasta Valencia.

En nuestra área de estudio, algunos autores de cartografía geológica reciente destacan la existencia de esta fase compresiva postoligocena. En la hoja de Segorbe, GUTIERREZ y PEDRAZA (1974, c, p.18) la hacen responsable de la génesis de estructuras en domos y cubetas. En IGME (1977,a,p.31) se indica un resultado similar en ciertos puntos de la hoja de Jérica.

No obstante, quizá el principal efecto haya sido el de la reactivación, posiblemente como falla inversa, del desgarré tardihercínico conocido como la falla de Requena-Mora (1). El accidente de zócalo ha originado diversos fenómenos tectónicos en la cobertera. De SW a NE podemos citar:

a) la fosa de Chera, que corta transversalmente el sinclinal de las sierras de Utiel, dentro de la cual aparecen los pliegues transversales citados por GOMEZ y BABIN (1973)

b) la estructura sinclinal existente al SW del

(1) El topónimo se refiere a la localidad tarraconense de Mora d'Ebre.

Villar del Arzobispo, que se yuxtapone al límite SE de la extrusión de Chelva.

c) la extrusión de Andilla-Bejís, que corta transversalmente al anticlinorio de Javalambre-Calderona.

d) el sinclinal del alto de la Noguera, que constituye, por otra parte, el labio levantado del gran escalón NE-SW del Ragudo.

Tras esta tercera fase compresiva se inicia un periodo con predominio de la distensión que posiblemente no ha culminado todavía. Este episodio es responsable, al menos, de dos fases de dominio de la fracturación normal.

B) Las fases distensivas mio-pliocenas.

Si bien algunos autores como CANEROT (1974) proponen un modelo distensivo basado en un único y largo episodio, creemos que existen suficientes evidencias como para individualizar dos fases en este periodo final de la orogenia. La gran diferencia entre los testimonios de fases de acortamiento y de alargamiento es que los primeros son rasgos tectónicos que permanecen inconfundibles hasta la actualidad (pliegues, estilolitos, grietas de tracción, etc.) e incluso pueden ser seriados con facilidad a partir de sus interferencias. Mientras

tanto los segundos (fallas normales) suelen ser reactivaciones de otras fallas antiguas que funcionan una y otra vez en cada fase distensiva; esto conlleva gran dificultad para una interpretación correcta. Un ejemplo fehaciente de nuestra área lo tenemos en la falla de Requena-Mora: se trata de un desgarré tardihercínico que juega como falla inversa en la última fase compresiva y posteriormente como normal en la última distensión, dando lugar al escalón del Ragudo.

La primera fase de distensión según VIALARD (1973, p.395) está marcada en el área de la Serranía de Cuenca y Montes Universales por fallas verticales o normales de dirección ibérica. En la cubeta de Sarrión la serie sedimentaria terciaria subsiguiente a la compresión oligocena muestra unos episodios tectónicos que afectan al nivel Burdigaliense-Vindoboniense (GAUTIER, 1967, p.62) y que al parecer conducen a un progresivo hundimiento de la fosa (MOISSENET y GAUTIER, 1971, p.23).

Se trataría pues de un episodio distensivo Vindoboniense y/o post-Vindoboniense que genera estructuras ibéricas tal como sucedía en el área de la Serranía de Cuenca.

En el sector prelitoral del N de Castellón se observan claramente dos fases de fracturación transversal (SIMON, PEREZ y CALVO, 1983): la primera, equiva-

lente en el tiempo a estas fases de fracturación NW-SE citadas, genera una serie de fosas que serán colmatadas por conglomerados miocenos coronados por calizas en facies "Páramo". La segunda rompe estos sedimentos terciarios para dar lugar a las fosas que hoy vemos. MAGNE y VIALARD (1977, p.1278) también hacen mención un poco más al N (Delta del Ebro) de dos fases de fracturación. Asimismo, la columna de Terciario que ofrece BRINKMANN (1931) para el SE de Valencia esta también afectada por una serie de débiles discordancias de índole tectónica, previa deposición de las calizas pontienses culminantes.

En nuestra área las pruebas de estas fases de fracturación son escasas, debido a la poca presencia de materiales terciarios y a una fracturación NW-SE dominante. Ello ha motivado que los diferentes autores de la cartografía geológica moderna, los únicos que se han pronunciado sobre el tema a partir de estudios efectuados dentro del área, muestren opiniones dispares.

Gutiérrez y Pedraza (en IGME, 1974, c, p.19) consideran que tras las fases compresivas hubo una época póstuma de reajuste y fracturación que produjo el basculamiento de los materiales miocenos en el sinclinorio de Segorbe. Canerot y Obis (en IGME, 1974, b, p.12)

describen en el valle medio del Mijares un funcionamiento de las fallas que afecta a los materiales del Mioceno Inferior y que es sinsedimentario con los depósitos de esta edad. Según ellos, el Mioceno Superior y los materiales suprayacentes no son afectados por estas fallas y se encuentran en cierta discordancia respecto al Mioceno Inferior en las proximidades de las que actuaron. Es decir, admiten una fase distensiva intramiocena aunque niegan la postmiocena.

Lazuen y Roldán (en IGME, 1977, b, p.17) en la hoja de el Villar del Arzobispo, hablan de dos alineaciones de fracturas, una de dirección NW-SE y otra NE-SW, si bien no hacen referencia a su cronología o seriación relativa. Goy et al (en IGME, 1974, e, p.22) hacen alusión a un fenómeno similar en el valle bajo del Palancia. El juego de los dos sistemas de fallas, según ellos, puede que se prolongue hasta la actualidad y, si bien piensan que son básicamente contemporáneos, indican que el sistema NE-SW puede ser ligeramente posterior.

Gautier (en IGME, 1974, a, p. 17-18) sugiere, por contra, dos claras fases de deformación distensiva. Describe, para el área de Manzanera, prolongación meridional de la cubeta de Sarrión, una primera fase de génesis de fosas que afectó a los depósitos del Mioceno Inferior.

El Ponticense, discordante sobre estos materiales, está a su vez deformado en domos y cubetas poco pronunciados, en los cuales los buzamientos de las capas apenas alcanzan los 10°.

SIMON (1984) se pronuncia claramente en favor de la existencia de dos fases distensivas. La primera, si bien puede comenzar antes, tiene un desarrollo generalizado en el Vindoboniense; genera la cuenca de Valencia, la fosa de Teruel y el sistema de semigrabens del Maestrazgo. La segunda se registra a partir del Plioceno Inferior y presenta varias pulsaciones. La primera interrumpe la elaboración de la penillanura fundamental y es equivalente a la fase Iberomanchega 1 definida por AGUIRRE et al (1976); es sincrónica con el depósito de la formación de Sarrión y causa deformaciones en su seno. Las discordancias angulares observadas entre la formación de Sarrión y la de la Puebla de Valverde pueden deberse, según SIMON (1984), a la actuación de la fase Iberomanchega 2. Finalmente, una tercera es la que deforma los niveles de glaciares del Villafranquiense Inferior. Esta pulsación que denomina Etapa de Fracturación del Maestrazgo, puede haberse prolongado hasta tiempos recientes y es la última que genera importantes deformaciones del relieve.

Ya hemos indicado al principio la dificultad del análisis y seriación de las deformaciones distensivas. Hemos notado también que en el área este hecho se acentúa debido a la poca presencia de una fracturación transversal NE-SW clara. El recurso de observar las deformaciones del paquete mioceno también se ve dificultado por la escasez y pobreza de los afloramientos. La interpretación de conjunto que pueda ofrecerse deberá apoyarse en observaciones realizadas en otros sectores de la Cordillera Ibérica.

Según estos datos tendríamos que la primera fase distensiva es intramiocena, anterior al Pontiense y posterior a las fases de deformación compresiva; a partir de la edad de los sedimentos que comienzan a rellenar de modo generalizado las cuencas recién creadas puede precisarse una cronología vindoboniense para esta fase de deformación. En la región genera umbrales y fosas de dirección ibérica, acentuando una sedimentación terciaria ya iniciada tras la fase mayor de compresión.

La última fase de distensión, que estudiaremos con más detenimiento en capítulos posteriores, parece tener su comienzo en el tránsito entre el Plioceno Inferior y el Superior.

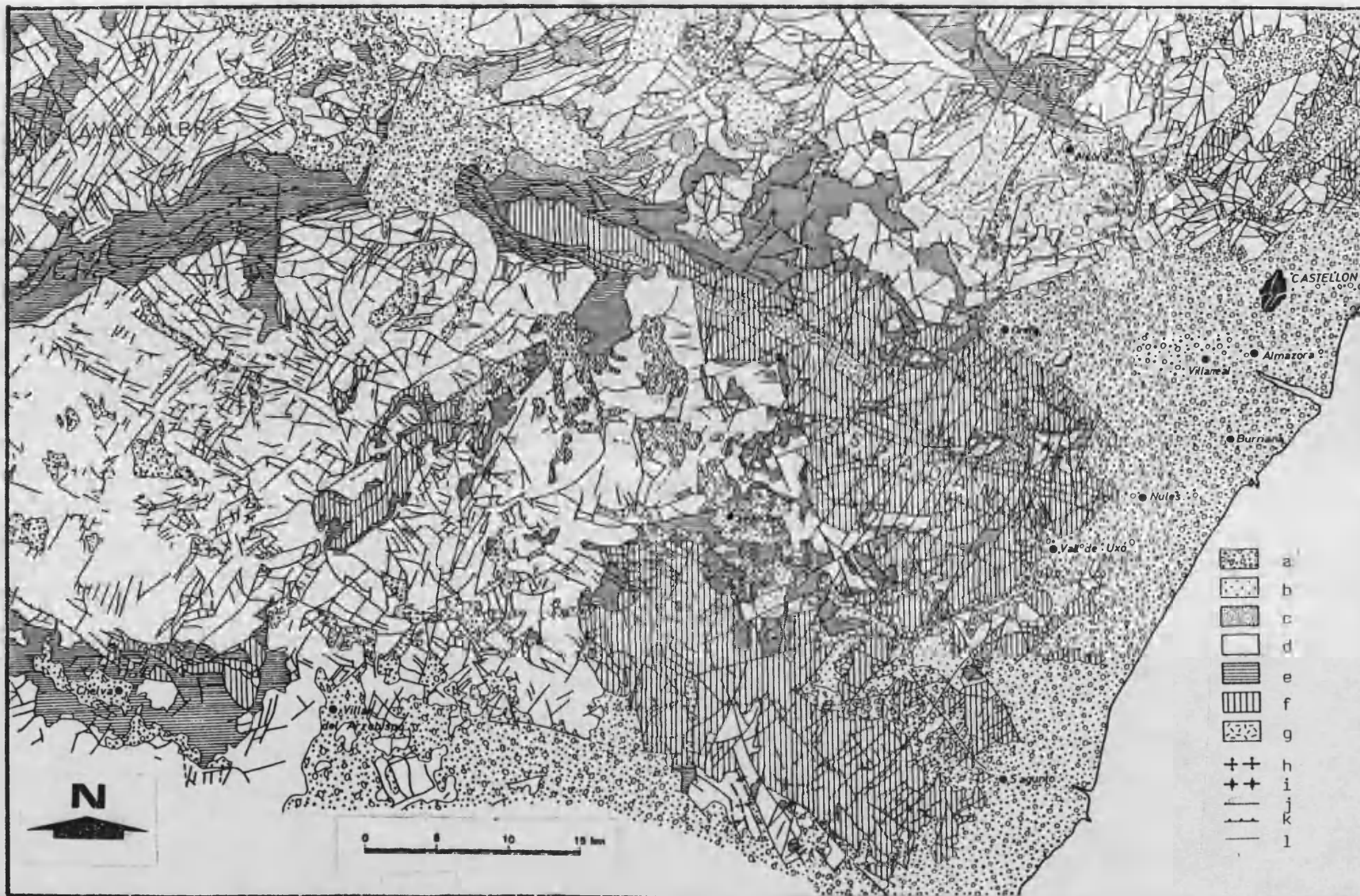


FIGURA 2.9 Fragmento del mapa geotectónico del sector oriental de la Cordillera Ibérica según SIMON GOMEZ (1984): a) Rellenos posteriores a la deformación de la penillanura fundamental (Plioceno Superior-Cuaternario); b) Terciario postorogénico (Mioceno Superior-Plioceno Inferior); c) Terciario sin-orogénico (Oligoceno-Mioceno Inferior); d) Cobertera (Jurásico-Cretácico); e) Nivel de despegue (Trías Medio-Superior); f) Tegumento (Trías Inferior); g) Basamento (Paleozoico); h) Anticlinal; i) Sinclinal; j) Falla o contacto mecánico; k) Cabalgamiento; l) Contacto.

CONCLUSIONES.

- La región estudiada pertenece plenamente al dominio ibérico. Las principales estructuras adoptan una orientación NW-SE y sólo en la costa pueden rastrearse estructuras transversales en forma de un gran escalón que hace desaparecer los relieves.

- Los materiales que afloran son casi exclusivamente de edad mesozoica; los de la Era Primaria apenas están presentes, excepto en el núcleo de algunas estructuras anticlinales. Los materiales terciarios, escasos, afloran en las depresiones actuales; su ámbito de deposición estuvo restringido por la compartimentación del relieve ocasionado tras las fases de compresión alpinas.

- Existe una dicotomía entre materiales calcáreos y silíceos dentro de los sedimentos del Mesozoico. Los materiales silíceos, del Buntsandstein, llegan a aflorar en extensas áreas como la sierra de Pina-Espadán y la Sierra Calderona, resaltados por la erosión. Los materiales calcáreos tienen una localización menos definida; su núcleo más importante son las estribaciones orientales de la Sierra de Javalambre.

- Durante la evolución sedimentaria se depositan prácticamente todos los pisos de la secuencia mesozoica. Tras los depósitos continentales del Triás inferior, su carácter mayoritario es marino de aguas someras, llegando a ser continental en algunos episodios regresivos (Weald, Albiense).

-La historia sedimentaria se ve alterada en un momento determinado por la creación de un umbral tectónico que responde a la fase de movimientos áustricos. Este umbral impide en la parte meridional del área la deposición de los primeros pisos del Cretácico, para regularizarse la sedimentación a partir del Aptiense.

- Las fases de deformación tectónica que afectan a los sedimentos depositados son prácticamente todas las que pueden distinguirse en el marco de la Cordillera Ibérica. No obstante, las que tienen una mayor incidencia son la fase compresiva oligocena, que crea las principales estructuras ibéricas y las fases distensivas miopliocenas.

- Entre las fases distensivas hay que detener la atención en la segunda, de edad probable finipliocena inferior, ya que es la que crea las estructuras que condicionan la morfogénesis pliocuaternaria y, en últi-

ma instancia, el relieve actual. Su actividad es, en algunos aspectos, de nuevo cuño (proceso de doming que eleva Gúdar y Javalambre), pero en su mayor parte aprovecha estructuras creadas en otras fases de deformación; de ahí la notable coincidencia entre los rasgos estructurales actuales y pretéritos.

CAPÍTULO 3

EL MARCO MORFOESTRUCTURAL

3.1. LA PENILLANURA FUNDAMENTAL.

Elementos geológicos tales como la estratigrafía o la tectónica nos han permitido la distinción de dos fases distensivas netas en el marco de los últimos episodios tectónicos alpinos. Sin embargo, será un elemento morfológico, la "penillanura fundamental" (1), el que nos posibilitará, aparte de ratificar la existencia

(1) Entendemos por "penillanura fundamental" la morfología del relieve existente tras la culminación de un claro ciclo deposicional terciario, que arranca tras la fase de distensión intramiocena -señalada en el capítulo anterior-, se desarrolla durante el resto del Mioceno y culmina durante el Plioceno con la deposición del paquete de calizas lacustres de facies "páramo". La morfología de esta superficie es, por lo que puede deducirse de los restos conservados, groseramente aplanada o suavemente ondulada, y su paleogeografía incluye ambientes de erosión predominantes y ambientes de sedimentación. Son precisamente estos últimos lugares los que permiten datar el final de su elaboración.

de estas dos fases, evaluar la importancia de la segunda en la génesis de las morfoestructuras actuales.

La "penillanura fundamental" es una de las múltiples superficies de erosión-colmatación terciarias citadas por geólogos y geomorfólogos en toda el área mediterránea (superficie oligomiocena de Noiret, FACON, 1965); superficie previllafranquiense al S de Fez (MARTIN, 1964); superficie pretortonense de Aix-en-Provence (CLAUZON, 1968); etc. Sería una más de ellas de no haber marcado el paso de una morfogénesis terciaria a la morfogénesis pliocuaternaria.

La constatación de superficies de erosión-colmatación terciarias en nuestra península es bastante temprana y pródiga. BRINKMANN (1931) denomina "penillanura principal" a la que culmina con las calizas de facies "páramo" en ambas mesetas, a las que atribuye, asimismo, una edad pliocena inferior. SCHWENZNER (1943) considera a la dachfläche o "planicie de cumbres" del Sistema Central como una superficie de erosión en la cual se encaja la planicie pontiense (M; según su nomenclatura). Si bien SOLE y RIBA (1952) critican esta interpretación y dan una edad posterior a la "planicie de cumbres" argumentando que serían retazos de la penillanura fundamental elevados tectónicamente. GLADFELTER (1971) asume y com-

pleta el modelo de Schwenzner distinguiendo al menos dos superficies.

Un buen compendio de todos estos esquemas lo ofrece SOLE SABARIS (1978). Este autor distingue: una superficie pretriásica, resultado del arrasamiento de los relieves creados en la orogenia herciniana, a la que denomina " penillanura poligénica" en virtud de sus retoques posteriores; una penillanura que arrasa las estructuras alpinas y enrasa con los depósitos miocenos; finalmente, una superficie de erosión desarrollada bajo clima árido que se correlaciona con los depósitos tipo "raña". La segunda de ellas es la que adquiere una mayor importancia, ya que permite detectar, cuando se producen, las últimas deformaciones alpinas. Por ello, propone para designarla el nombre de "penillanura fundamental", retomando seguramente la idea de Brinkmann que la llamaba "penillanura principal". Uno de los términos más usados para referirse a ella, el de "superficie finipontiense", pensamos que debe rechazarse debido a que el final de su elaboración no se ajusta cronológicamente al tránsito Mioceno-Plioceno: en algunos lugares han sido datados los niveles culminantes de la facies "páramo" como pertenecientes al final del Plioceno Inferior (ESTERAS y ADROVER , 1974), lo que ha llevado a algunos autores (GUTIERREZ ELORZA y PEÑA MONNE, 1975) a denomi-

narla "superficie finipliocena inferior".

Especialmente interesantes son los yacimientos paleomastológicos de Escorihuela situado en el techo de la facies "páramo" que colmata la fosa de Teruel y el Cerro de los Espejos, situado en la base de las primeras formaciones detríticas que se depositaron tras la primera fase de esta segunda etapa de deformación. La edad de estos yacimientos (final del Plioceno Inferior, el primero, e inicios del Plioceno Superior, el segundo) precisan en gran medida el inicio de esta fase de deformación de la penillanura fundamental.

En general se ha asignado a esta superficie una morfología semejante a la de las actuales penillanuras tropicales, es decir, un relieve alomado, unas áreas semiendorreicas en donde se depositan los materiales arrancados de las partes elevadas y, tal como sugiere BRINKMANN (1931), un clima húmedo y cálido. En nuestro sector quedarían arrasadas en mayor o menor medida las estructuras ibéricas anteriores, si bien éstas siguieron condicionando la distribución de áreas de erosión y sedimentación.

Así, en el S de esta área, el sector de sierras de Utiel-Buñol, estructura sinclinal elevada en horst

con la primera distensión, sería un área de erosión. El área de Javalambre y su prolongación oriental hasta la costa (Sierra Calderona), así como la unión de esta área con la anterior, desde Lliria hacia el interior, también serían zonas con predominio de la erosión. Por el contrario, el tramo tabular calcáreo que se extiende al NW de Burjassot fue un lugar de sedimentación.

Al N del área, el anticlinal de Espadán siguió separando, posiblemente, dos reducidas áreas de deposición, el valle del Mijares y el del Palancia, que confluían al W en la amplia cubeta de Sarrión.

El estudio del estilo y magnitud de las deformaciones de la 2ª etapa distensiva y por lo tanto la capacidad de configurar morfoestructuras de nuevo cuño, ha sido abordado por SIMON (1984). En ella se expone y pondera la delicada metodología de reconstrucción de la penillanura fundamental y se aplica a parte al sector oriental de la Cordillera Ibérica. Un análisis de tal índole permite a este autor determinar cuáles han sido las principales fracturas que han dislocado la penillanura y evaluar la magnitud de la deformación, lo que posibilita diferenciar las morfoestructuras reactivadas de las generadas por primera vez. El sector correspondiente a nuestra área es el ilustrado en la fig. 3.1 . Este gráfico, completado con los datos que ofrecen

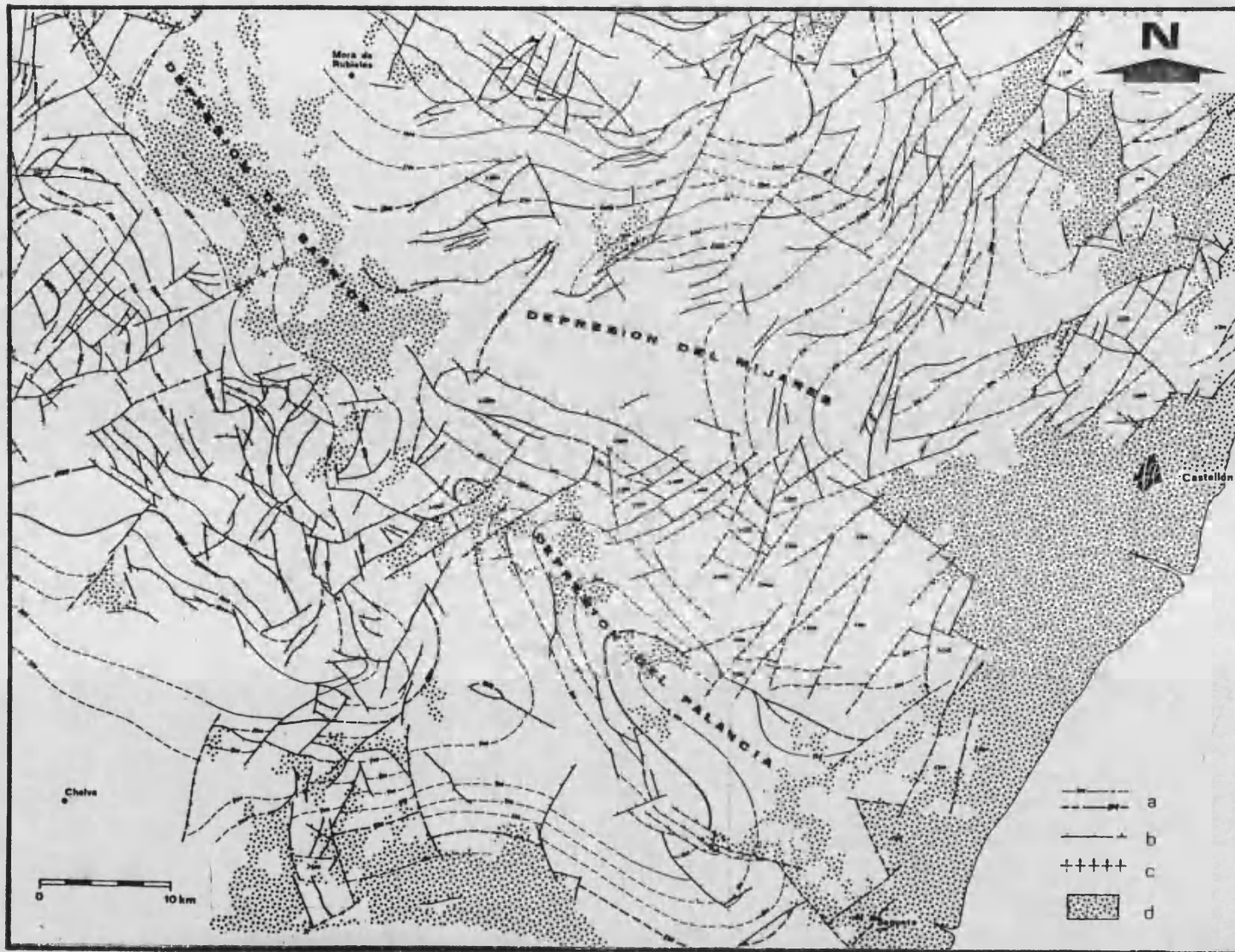


FIGURA 3.1 Fragmento del mapa de contornos estructurales de la penillanura fundamental deformada, según SIMON GOMEZ (1984). a) Isoipsas de la penillanura fundamental; b) Fallas activadas en la última distensión; c) Flexuras; d) Pliocuaternario.

algunos ensayos anteriores (vid. SOLE SABARIS, 1978) nos suministra, junto con la cartografía geológica, la base del análisis de los grandes ámbitos morfoestructurales de nuestra área.

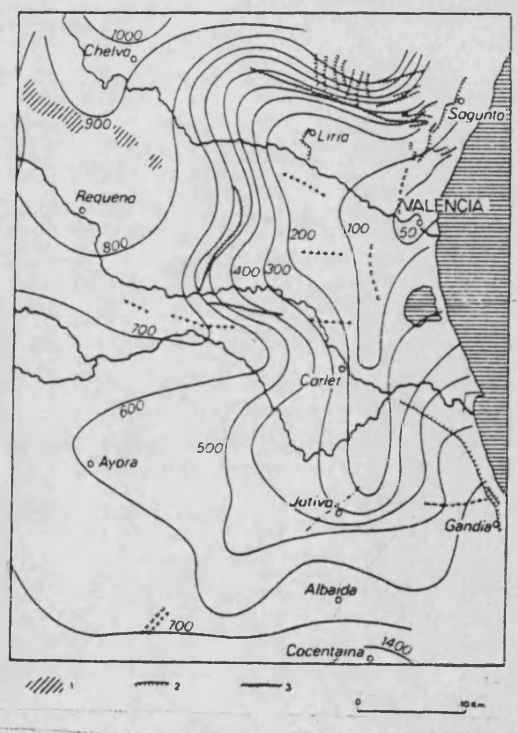


FIGURA 3.2 Deformación de la penillanura neogénica en Valencia, según SOLE SABARIS (1978) a partir de los datos de BRINKMANN. Las isolíneas muestran la topografía actual de los restos de penillanura. 1) Restos de superficie de erosión; 2) fallas; 3) flexiones.

3.2 LOS GRANDES CONJUNTOS MORFOESTRUCTURALES.

Las deformaciones producidas por las sucesivas fases orogénicas han ocasionado los principales rasgos del relieve que hoy observamos. No obstante, es la última fase distensiva la que adquiere una importancia capital en este proceso morfogenético de carácter estructural: a pesar de que las otras fases tectónicas han condicionado indirectamente a esta última, hay que señalar que las grandes unidades morfoestructurales coinciden básicamente con las áreas de hundimiento o elevación relativa de la plataforma de erosión—colmatación finipliocena-inferior, es decir, de la "penillanura fundamental".

Dado que este episodio póstumo de creación de relieve es relativamente reciente, a escala de tiempo geológico, las unidades morfoestructurales individualizadas se pueden reconstruir con cierta facilidad y vienen a coincidir básicamente con las grandes unidades morfológicas.

El cuadro de la fig. 3.3 nos delimita las morfoestructuras que definiremos y describiremos a continuación. Estos límites, en ocasiones, no ofrecen dificultad de identificación. Los grandes y nítidos escalones que hunden los relieves junto a la costa permiten

muy pocas dudas sobre el lugar de separación de los ámbitos morfoestructurales. Únicamente cuando los ríos o barrancos recortan los relieves puede razonarse uno u otro trazados del límite, tomando como criterio la ubicación de la falla principal, tapada por los aluviones cuaternarios, o la localización del contacto entre los aluviones y el roquedo mesozoico.

No sucede lo mismo en otras áreas, como son las de tránsito de los umbrales a las vaguadas tectónicas. En ocasiones una falla de gran salto permite diferenciar un ámbito de horst frente a otro de graben. Otras veces la multiplicidad de las fallas de pequeño salto o la disposición sesgada de éstas respecto al eje de las morfoestructuras hace que el área de transición horst-graben sea bastante determinada. No obstante, hay que señalar que la dificultad de precisar algunos límites no menoscaba la identificación de las grandes morfoestructuras sino que revela, únicamente, la compleja realidad de éstas.

3.2.1 La Sierra de Espadán

La Sierra de Espadán es, de los dos ejes montañosos que atraviesan el área, el más septentrional. Pese a tratarse en realidad de varios macizos pequeños (Pina, Espadán, Pinar) la clara orientación ibérica de

las estructuras y, sobre todo, la constante presencia de materiales triásicos, le otorgan una indiscutible unidad a este sector. Su evolución tectónica y configuración actual queda ilustrada en la fig. 3.4 tomada de SIMON GOMEZ y PEREZ CUEVA (1980, p.3).

Originariamente este conjunto de materiales se vieron afectados por la fase compresiva intraoligocena, adoptando una grosera forma anticlinal. Todos los autores (CANEROT, 1974; ALVARO et al, 1978) están de acuerdo en que durante esta fase compresiva la cobertera mesozoica, despegada, sufre un deslizamiento hacia el N, sea por procesos gravitacionales o debido a una desigual respuesta ante la compresión horizontal (postulado por VIALARD, 1978). La acumulación de Triás plástico en la charnela del anticlinal de cobertera posibilitará el que aparezcan extrusiones de estos materiales en el valle del Mijares y que los contactos Keuper-Jurásico sean normales en el valle del Palancia. Posteriormente todas estas estructuras quedarán arrasadas durante la fase de estabilidad tectónica que propicia la génesis de la penillanura fundamental. La fase distensiva pliocena volverá a elevar esta área como horst complejo, configurando la morfoestructura que hoy vemos.

La Sierra de Espadán, pese a alcanzar algunas

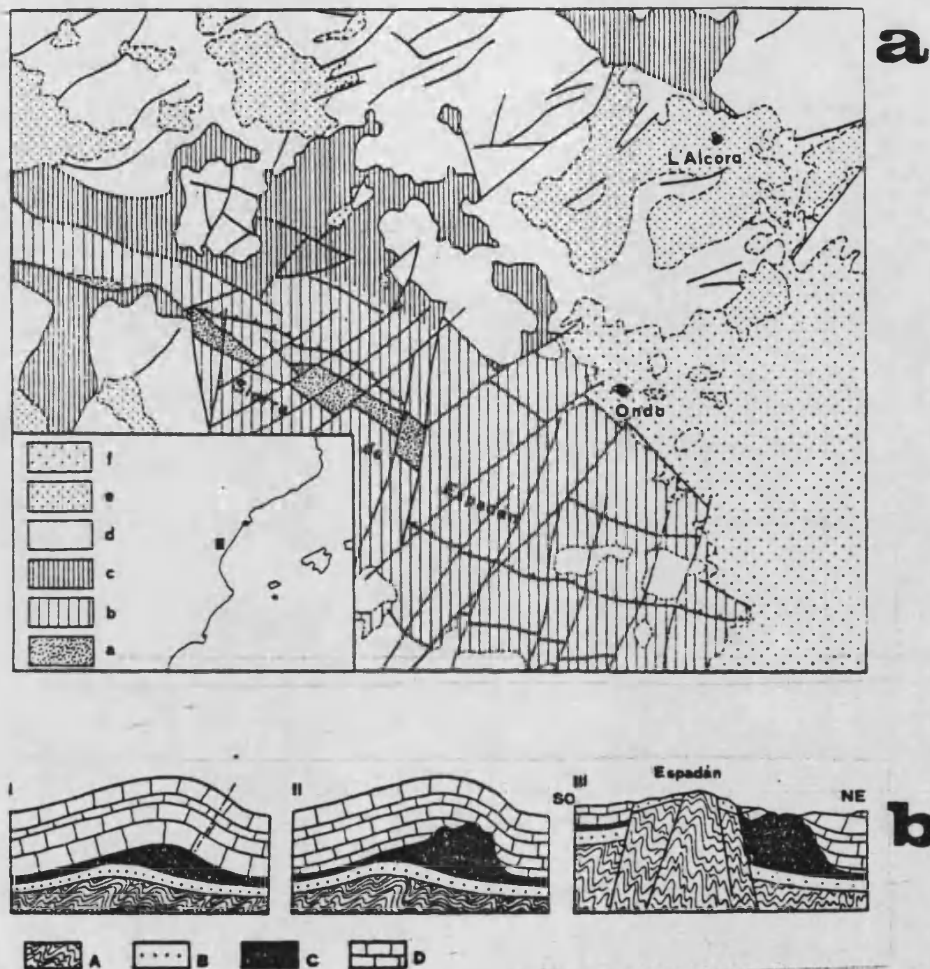


FIGURA 3.4 (A) Esquema geológico de la Sierra de Espadán y el valle del Río Miñares (según SIMON GOMEZ y PEREZ CUEVA, 1980): a) Paleozoico b) Triás no extrusivo c) Triás extrusivo d) Jurásico y cretácico e) Terciario f) Cuaternario.

B) Modelo evolutivo de las extrusiones del borde septentrional de Espadán (según SIMON GOMEZ y PEREZ CUEVA, 1980): A) Basamento paleozoico B) Buntsandstein y Muschelkalk Inferior C) Muschelkalk Medio-Superior y Keuper D) Cobertera post-triásica.

cotas considerables (pico Pina, 1402), no llega a destacarse demasiado sobre sus tierras aledañas. El mismo monte Pina está rodeado de tierras que superan los 900 y 1000 m . Unos 5 km al N, el pico Casullas (1064 m) representa la cota máxima del relleno terciario de la cubeta de Sarrión en esta área. Otros picos más orientales, como el Pinár (1096 m) o el Rápita (1103 m) todavía resaltan menos sobre las cotas más elevadas de las depresiones que confinan al sector de Espadán. Es decir, el valor de la deformación de la distensión pliocena en este sector no es , en general, demasiado elevado en lo que se refiere a creación de desniveles: es bastante moderado hacia el N, W y SW y únicamente alcanza cierta consideración hacia el SE y E, es decir el valle medio y bajo del Río Palancia y la costa. La gran magnitud de las fallas costeras y su rápida articulación realzan su faz serrana si observamos este conjunto de tierras desde el E . El aspecto y denominación de sierra se ve acentuado, además, por la fortísima incisión de la red fluvial que ha producido un relieve sumamente abrupto.

Desde el punto de vista estructural los límites de Espadán no guardan ciertamente una homogeneidad. De Onda a Betxí y en toda la fachada costera estos límites son netos, siendo generados por fallas NE-SW y NW-SE,

que articulan el perfil de la sierra. Los saltos de estas fallas llegan a superar los 400 m : el Montí de On-da (611 m) o el cerro del Castell de la Vall d'Uixó (491 m) permanecen aún como testigos de la importancia de estos eventos tectónicos.

Hacia el S de la Vall d'Uixó, las fallas maestras se desdoblan en dos trayectorias groseramente paralelas. La interior ha sido aprovechada por la Rambla de Cerverola y prolonga sus efectos hasta el S de Algimia de Alfara. La exterior, de trazado más discontinuo -al menos en su parte septentrional-, es la responsable de la desaparición de los relieves desde Xilxes hasta las montañas del cerro Picaio. Entre ambos queda un pequeño macizo de baja altitud y de difícil inclusión en las grandes morfoestructuras. Por ser una prolongación de los relieves de Espadán pensamos que debe incluirse en su área, al menos hasta el sector de les Valls de Segó.

Al S de los pueblos de este sector existe una falla que hunde bruscamente los relieves del Pic dels Corbs y la Creu y que puede rastrearse hasta 1 km al E. de Azuébar (escalón Faura-Azuébar). Esta falla, al ser la más importante de la zona, puede servirnos para delimitar el ámbito de Espadán y el del valle del Río Palan-

cia. La parte meridional de este pequeño macizo, desde el escalón de Faura-Azuébar hasta el Río Palancia quedaría separada de la septentrional e incluida en la gran morfoestructura del valle del Palancia.

Desde Azuébar a Matet las fallas adquieren variadas direcciones y una menor magnitud de salto. En ocasiones el papel más importante lo juegan las fallas NE-SW, más que las ibéricas (W de Azuébar). Ello hace que el límite haya que establecerlo a partir del contraste entre los materiales triásicos del Muschelkalk y los jurásicos del Lías, tanto cuando entran en contacto por falla como cuando se disponen en serie concordante.

Al NW de Matet y Gaibiel los contactos entre estas litologías, siempre mecánicos, van tomando rumbos cada vez más norteados de forma que la franja triásica de Espadán se va estrechando hasta alcanzar menos de 2 km de anchura (sector del pico Calacuerto, 1069 m). Los materiales jurásicos se incrustan en el eje de la sierra y, dada su mayor resistencia a la erosión, ofrecen cotas superiores a las del propio eje (Palomas, 1153 m ; Tejavana, 1074 m).

Este hecho, así como el de que las principales fallas esten situadas dentro del área de calizas jurá-

sicas y no en el contacto Lías-Muschelkalk, hace que consideremos estos macizos como integrantes del área de Espadán. No sucede lo mismo con la extrusión de Cerro Catalán, pese a su estructura anticlinal (según IGME, 1977, a, p.33): su hundimiento tectónico respecto a los relieves orientales y occidentales y su manifiesta lineridad con el eje de extrusiones que va de Andilla a Torás la relacionan más bien con este conjunto de morfoestructuras transversales.

El macizo de Pina-Elvira es el extremo occidental de la morfoestructura de Espadán. Tiene un diseño anticlinal, con un núcleo de Buntsandstein basculado 30° al NNE y está enmascarado por una cobertera terciaria discordante y afectado por una red ortogonal de fallas normales (IGME, 1974, a, p.17). Los límites, tanto hacia el S, como al W y N, podrían situarse, como en casos anteriores, en el contacto del Triás con el Jurásico, Cretácico o Mioceno.

Finalmente, el área septentrional, entre Montán y Onda, vuelve a presentar problemas de identificación de límites, si bien en este caso los problemas son de distinto origen: la acción diapírica del Triás plástico y el fuerte encajamiento del Mijares, fruto en parte de aquella, hacen que afloren exhaustivamente los materia-

les triásicos, definidores como hemos visto de Espadán, en el centro del valle del Mijares. En este caso, la multiplicidad de fallas y el escaso y espaciado salto entre el eje de Espadán y el de la vaguada tectónica del Mijares (unos 300-400 m de desnivel únicamente) hacen difícil la demarcación de las morfoestructuras. El macizo cretácico del pico Campero y el bloque de calizas jurásicas situado entre Espadilla y Ayódar, pueden jalonar tal demarcación.

3.2.2 Las estribaciones de Javalambre-Calderona.

El macizo de Javalambre, a partir del Río Manzanera, se adelgaza paulatinamente y toma el aspecto de una sierra de mediana anchura y altitud. Esta sierra en su parte oriental se denomina Sierra Calderona y presenta, junto con la de Espadán, las mayores extensiones del Triás aflorante en toda el área, con un predominio de los materiales pertenecientes al Buntsandstein y al Muschelkalk. En la parte occidental, por el contrario, son los materiales jurásicos, preferentemente del Lías y Dogger, los que constituyen el armazón de la sierra. Entre Alcublas y Gátova se produce la rápida sustitución de materiales a partir de dos líneas groseramente rectas que se articulan en torno a la Masía de Cucalón. Las calizas y ritmitas jurásicas no llegan a dominar

toda la extensión occidental de la sierra, ya que a partir de Andilla y hacia el NE se detecta la presencia de unas estructuras transversales que hacen aflorar de nuevo los materiales triásicos.

El esquema de evolución tectónica de esta área es similar al que exponíamos en Espadán. Se trata de un delgado anticlinorio desarrollado durante la fase principal de compresión de la cadena, desmantelado bajo la penillanura fundamental y vuelto a elevar como horst disimétrico durante la última distensión.

A diferencia de Espadán, esta morfoestructura sufre en mayor medida los influjos de fases tectónicas intermedias. Fruto de ellas es el conjunto de estructuras transversales de Andilla-Torás-Montán, que trataremos posteriormente con un mayor detenimiento. Otro efecto es, sin duda, el rápido cambio de materiales entre Gátova y Alcuéblas comentado anteriormente. Para explicarlo podría aducirse que una mayor agresividad de la erosión fluvial en la parte oriental, causada por la existencia de niveles de base más bajos, habría desmantelado la cubierta calcárea que recubriría originariamente el tegumento triásico del zócalo paleozoico hasta hacerlo aflorar.

Esta hipótesis debe rechazarse, sin embargo, si comparamos las cotas que alcanzan los materiales a una y otra parte. En el pico Gorgo, 1 km al E de Marines, el Buntsandstein Medio alcanza 907 m, altura mayor que las que ofrece el Jurásico del E de Alcublas, a excepción de los relieves de la Cueva Santa (Montemayor, 1012 m): por delgada que sea la potencia de los estratos de Muschelkalk, Keuper y Lías no puede explicarse esta débil diferencia. Cabe pensar más bien en dos fallas, ibérica la meridional y NE-SW la septentrional, que se activarían posiblemente durante la primera distensión, hundiendo el jurásico hacia el SW y, en contra de lo normal, hacia el NW. El arrasamiento posterior igualaría las cotas de los materiales; posteriormente la distensión pliocena no reactivaría estas fracturas, sino otras ibéricas más externas, al NE y SW, y alguna transversal como la que desnivela más de 200 m el Jurásico a la altura de Alcublas.

Otra diferencia, menos acentuada, es la de la disimetría de esta área de umbral. La sierra de Espadán, pese a las irregularidades internas, conserva un aire de horst simétrico, cierto que algo más elevado frente al valle del Río Palancia que respecto al valle medio del Río Mijares. Esta área, por el contrario, presenta

un salto fuerte y nítido en su borde meridional, fruto del cual son los extensos mantos aluviales que se extienden desde Casinos hasta la costa. Mientras tanto, la zona septentrional presenta un suave gradiente hacia el valle del Río Palancia, únicamente distorsionado por algunas fallas cortas. La estratigrafía del sector de materiales triásicos (S. Calderona) es grosso modo concordante y con buzamientos hacia el valle del Río Palancia: tras el dominio del Buntsandstein en el eje del horst se suceden las series del Muschelkalk y Keuper, este último ya en el centro del valle.

Estos rasgos hacen que los límites meridionales sean claros, así como los orientales, marcados por el escalón del cerro Picaio prolongado desde Sagunt a Rafelbunyol. Toda el área meridional estaría influida, en cuanto a su orientación general, por una fractura profunda que deja ver sus efectos desde Puçol a Higuieruelas. Este escalón profundo en el sector de materiales triásicos se manifiesta en superficie bajo forma de fallas sesgadas con una orientación más norsteada. La más interior de éstas es una prolongación de la que puso en contacto en su momento (primera fase distensiva) a los materiales triásicos y jurásicos en el centro de la sierra, si bien se reactiva únicamente desde el punto en que la Rambla Primera de Lliria se aboca al llano

del mismo nombre.

A partir de aquí, la dirección de las fracturas profundas coincide en mayor medida con la de las superficiales, pudiéndose seguir hasta las Peñas de Dios, en Higuieruelas, a través de Artaj y las Bodegas de Cea. Únicamente en el centro de este tramo, la existencia de importantes fracturas transversales (como las del W de Alcublas), articuladas con las del escalón Higuieruelas-Puçol, hace que sea difícil, en algunos puntos, definir los límites de la morfoestructura (fig. 3.5).

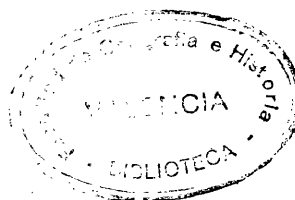
Debido a que este sector se extiende más allá de nuestra área de estudio, hasta el domo de Javalambre, quedan por dilucidar únicamente los límites septentrionales. Fracturas de muy diversa orientación pueden tomarse como límite entre el valle del Palancia y la Sierra Calderona, desde el punto de vista estructural. La primera de ellas es la que guía la dirección del río desde Estivella a Sagunt; después, las que confinan el Terciario de alrededor del Cerro de la Capitana; posteriormente los mayores desniveles los genera una falla transversal que se extiende desde Marines hasta Algar; finalmente una serie de pequeñas fallas que articulan el contacto entre el Muschelkalk y un Keuper coronado de Lías, como sucedía al N respecto a la morfoestructura de Espa-

dan.

A partir de Altura la separación entre el valle del Palancia y la sierra Calderona se vuelve todavía más imperceptible, dada la inexistencia de fallas importantes. En este caso, y hasta llegar a la estructura transversal de Andilla-Torás-Montán, los afloramientos de la facies Purbeck-Weald del valle del Palancia pueden jalonar el límite. Más al N de esta estructura, en el área de Barracas, las fallas confinantes de la estructura toman direcciones más norteadas debido al engrosamiento de ésta al acercarse al núcleo de Javalambre. Pensamos que las pequeñas depresiones intramontanas de Barracas, El Toro y Alcotas deben ser incluidas en la gran depresión de Sarrión, mientras que los relieves que se extienden al W y S deben formar ya parte de la morfoestructura de Javalambre-Calderona.

3.2.3 Las grandes depresiones de orientación ibérica.

Al N. y S de estas áreas elevadas se extienden los valles de los dos ríos principales, el Mijares y el Turia, y entre ellas el valle del Río Palancia. Los valles del Mijares y Palancia corresponden a dos vastos sinclinatorios de dirección ibérica, es decir, a dos áreas



originariamente deprimidas. En ellas se depositaron materiales procedentes del arrasamiento de los relieves cercanos, de forma que la penillanura fundamental adquiere caracteres de acumulación. Posteriormente, estos materiales fueron hundidos de nuevo, ahora como grabens complejos, tras los esfuerzos de la segunda fase distensiva.

a) En el valle del Mijares los materiales quedaron a una altura considerablemente elevada (unos 800-900 m) en forma de una laxa vaguada tectónica abierta al mar y delimitada por los relieves de Espadán y Penya-golosa (SIMON GOMEZ y PEREZ CUEVA, 1980). Únicamente al E del escalón Tortosa-Onda, y como consecuencia de la fracturación transversal costera, quedaron más hundidos.

El fuerte encajamiento del Río Mijares y sus afluentes, propiciado por el desnivel creado en la costa y por la línea de debilidad de las extrusiones de Trías plástico, ha originado la erosión de gran parte de la serie miocena, apareciendo únicamente la base de ésta y siendo difícil encontrar su techo de facies "páramo". Para localizar estos tramos finales de la serie es preciso acudir más al N, en los alrededores de Cortes de Arenoso, o más al W, en la cubeta de Sarrión.

El que la red fluvial haya exhumado los materiales triásicos en el centro del valle no menoscaba la existencia de algunos paquetes de cobertera, como son el bloque de calizas jurásicas existente entre Ayodar y Espadilla, el de calizas cretácicas del SW de Cirat o los materiales de esta edad que, subyacentes bajo la serie detrítica continental miopliocena, afloran entre Montanejos y Olba, gracias a la fuerte incisión del Río Mijares.

b) En el valle del Río Palancia, tras la distensión finipliocena-inferior, los materiales quedaron dispuestos de forma más escalonada que en el valle del Río Mijares: alcanzan unos 200 m en las inmediaciones de la costa, unos 400 m a la altura de Segorbe y unos 700 m en los alrededores de Jérica. Esta gradación es regularmente descendente hacia la costa, si bien en las inmediaciones de ésta se invierte en un caso su sentido, apareciendo el pequeño umbral transversal del Pic dels Corbs. Confinado entre las fallas costeras y un escalón interior que dirige la orientación del Río Palancia (NE de Estivella), este umbral supone el último obstáculo a sortear para el curso fluvial.

Pese a estas estructuras transversales del tramo final del río, en donde se alternan afloramientos de te-

gumento triásico con cubetas de conglomerados y arcillas miocenas, la estructura del valle del Río Palancia es, como se señalaba la de un vasto sinclinal. En la cuenca media inferior del río (área de Soneja y Sot de Ferrer) los materiales arcillosos y yesíferos del Keuper yacen perfectamente concordantes con los estratos inferiores del Lías, lo que pone de manifiesto su carácter no extrusivo en este sector (1). En las cuencas media y alta (concretamente en el tramo que va de Bejís a Segorbe) desaparece este tipo de afloramientos de Keuper pasando a dominar los tramos arcillosos del Purbeck-Weald o las calizas del Malm, que se contraponen a las del Jurásico Inferior del eje anticlinal de la sierra de Javalambre. En esta área el Keuper vuelve a ser extrusivo, si bien está relacionado con las estructuras transversales que se extienden de Andilla al Cerro Catalán. El escalón del Ragudo, otra de las manifestaciones de estas estructuras, constituye el final por el W de la macroestructura del valle del Río Palancia; sus otros límites ya han sido señalados en los apartados anteriores al perfilar las estructuras de Espadán y Javalambre-Calderona.

(1) Se toma como cuenca alta del Palancia el sector existente aguas arriba del Pantano del Regajo; como cuenca media se considera el tramo que se extiende entre este lugar y Algar, en torno al cual el río recibe los últimos grandes afluentes que descienden de las sierras de Espadán y Calderona -Ramblas de Azuebar y Somat-; como cuenca baja se entiende la que afluye al tramo final del río, entre Algar y el mar Mediterráneo.

Si bien GOY et al (1974, e) alargan esta morfoestructura hacia Teruel, manifestando su continuidad con la depresión de Sarrión (en realidad no deja de haber una continuidad de hundimiento entre la fachada septentrional del macizo de Javalambre y la sierra Calderona) aquí se prefiere a efectos de delimitación espacial de las morfoestructuras, separar esta área de la cubeta de Sarrión; esta es más vasta, tiene unos límites claros al N, S y W (Gudar, Javalambre y fosa de Teruel) y está bifurcada al E por el anticlinal de Pina-Elvira.

c) Finalmente, otra gran estructura de hundimiento tectónico se extiende al S de la Sierra Calderona, formando parte de la denominada cuenca de Valencia. Esta cuenca, como vimos en el capítulo anterior, fue un área de deposición marina durante el Mioceno, lo que indica que desde muy pronto se caracterizó como área deprimida. Sin embargo, ahora nos interesa resaltar más bien los efectos de la segunda fase distensiva, ya señalados por BRINKMANN (1931) en su preclara obra. Según este autor la distensión pliocena no hace más que perfilar el carácter de gran fosa abierta al mar que tiene la cuenca de Valencia, mediante la reactivación de antiguas fracturas o el juego de otras nuevas, insistiendo en que no se debe atribuir la creación del desnivel existente entre los montes vecinos y la depresión a los

efectos de la denudación reciente.

En efecto, un simple contraste entre las cotas de los relieves circundantes y los de la depresión nos permite valorar la importancia del hundimiento plioceno. Rebalsadores (798 m) en la Sierra Calderona, o el monte Hierbas, (1023 m) en la sierra de los Bosques se elevan sobre las facies lagunares pontienses que en el centro de la depresión (área de Lliria-Burjassot) alcanzan únicamente los 100-200 m. No obstante, a la hora de perfilar la gran cubeta de Valencia no todas las fallas han tenido un mismo comportamiento. El citado escalón de Hiqueruelas-Puçol o el de Buñol son líneas en las que las fallas han creado un desnivel brusco, un paso rápido desde las sierras a la cubeta. Tal fenómeno queda constatado por el desencadenamiento de una importante deposición de materiales detríticos groseros en forma de amplios abanicos aluviales.

En otras áreas, como al W de Lliria, una serie de umbrales y cubetas de reducidas dimensiones se escalonan paulatinamente espaciado los desniveles. Finalmente, en el límite NE del conjunto de sierras de Utiel-Buñol, la integración entre fallas y denudación fluvial ha posibilitado la depresión por la que discurre el Río Turia, ayudado en algunas ocasiones (sector de Pedralba)

por la existencia de extrusiones triásicas. En este sentido es interesante resaltar la opinión de BRINKMANN (1931) que considera que este conjunto de sierras, culminadas por la "penillanura principal" fueron elevándose paulatinamente desde un primer momento con lo que esta penillanura se desarrolla escalonadamente en sus faldas: de ser cierta su hipótesis se vería reducida la importancia de la fracturación pliocena en esta área.

A pesar del carácter común de zona hundida, se pueden diferenciar hasta cuatro ámbitos morfoestructurales en lo que a este sector y dentro del área de estudio se refiere:

- Entre Burjassot, Bétera, Llíria y el Río Turia se extiende una vasta plataforma calcárea, testigo de la deposición carbonatada lacustre previa a la última gran fase tectónica (plataforma calcárea de Burjassot-Llíria). Esta estructura tabular está poco deformada en su conjunto, siendo fracturada principalmente por fallas de dirección ibérica. Las más septentrionales de éstas han gobernado la ubicación y dirección del Barranco de Carraxet, marcando además el límite con el área de abanicos aluviales del N de Bétera.

- Al pie de la Sierra Calderona se extienden dos áreas de sedimentación aluvial, la de Casinos y la cita-

da de Bétera, separadas por el pequeño umbral que suponen los montes de Lliria. La primera es una verdadera cuenca intramontana, al quedar enmarcada por estos montes, los propios de la Sierra Calderona y los relieves existentes entre Casinos y el Villar del Arzobispo. Únicamente está abierta al Turia por un estrecho pasillo meridional que aprovechan la Rambla Castellarda y la Rambla Primera de Lliria para afluir al río. La segunda área es una pequeña fosa disimétrica, con un escalón marcado al N y otro sin apenas desnivel al S.

- Al W de Casinos se reduce el desnivel entre los relieves de la Sierra Javalambre-Calderona y los del conjunto de tierras hundidas. Esto provoca que no exista una sedimentación generalizada de aluviones gruesos, como sucedía en las áreas anteriores, limitándose ésta a las pequeñas fosas situadas al pie de la sierra (vgr. la depresión de Higuieruelas). El resto ha sufrido una vasta denudación, propiciada por el repetido afloramiento de la facies Weald.

- Finalmente, el área de las márgenes del Turia, desde Chulilla a Pedralba, estructuralmente el fondo de la vaguada tectónica, está caracterizado por la fuerte denudación que ocasiona el río y sus afluentes inmediatos, a favor de algunos afloramientos de Triás plástico.

3.2.4 Otras morfoestructuras.

Los sectores hasta ahora definidos y descritos suponen la mayor parte del territorio considerado y están caracterizados por tener unas orientaciones claramente ibéricas. No obstante, hay que señalar la existencia de otras morfoestructuras, de mayor o menor relevancia, que no se ajustan a este sistema alternante de vaguadas y umbrales dirección ibérica. Estas son:

a) La porción NW del área comprende el extremo meridional de la cubeta de Sarrión, vasta vaguada tectónica emplazada entre los domos de Gúdar y Javalambre y cortada al NW por la Fosa de Teruel. El sector de nuestro estudio es justo el punto de bifurcación de la vaguada en dos tramos, que más al E constituirán el valle del Palancia y del Mijares. El anticlinal de Pina-Elvira, desde San Agustín, es el artífice en último extremo de tal separación.

El sector septentrional de esta área es un dominio de sedimentación miocena y pliocena que culmina con la facies "páramo" (Pico Casullas). El sector meridional, a partir de Fuen del Cepo, es un lugar en donde afloran profusamente las calizas del Malm, las cuales presentan en muchos casos signos del arrasamiento de la penilla-

nura fundamental. Entre ellas, y a modo de pequeñas fosas tectónicas, se disponen una serie de depresiones con una orientación predominante NE-SW (S de Barracas, El Toro y Alcotas). El escalón del Ragudo, como se señala anteriormente supone una separación neta entre este sector y el valle del Palancia.

b) Transversalmente a las estructuras de Calderona-Javalambre y el valle del Palancia se observan, en la línea Andilla-Torás-Montán, una serie de fenómenos probablemente producidos por el desgarre profundo de Requena-Mora de Ebro en diferentes episodios tectónicos. Su carácter de estructuras transversales, el cambio litológico que suponen frente al roquedo de alrededor e incluso las diferencias morfológicas que posibilitan, hacen que las consideremos como un conjunto aparte, a pesar de que la distensión finipliocena-inferior las asimiló, elevándolas o hundiéndolas, a las áreas de Javalambre-Calderona y del Palancia.

El conjunto de estructuras que cabe distinguir son los pequeños sinclinales de orientación NE-SW de la Peña del Diablo, Peñascabia y Alto de la Noguera y una serie de puntos en donde el Keuper es diapírico: extrusión de Andilla-Canales, de Torás, del Cerro Catalán, etc. Esta última, si bien en IGME (1977,a) la conside-

deran una estructura anticlinal, pensamos que debe interpretarse como extrusión, debido a que el Keuper mecaniza claramente las calizas jurásicas superiores. Un buen punto de observación de este fenómeno es el corte del Barranco de Juesar a la altura del Km 2 de la carretera Caudiel-Montán.

Finalmente, como efecto tectónico de la distensión finipliocena-inferior asimilable a este conjunto morfoestructural, tenemos el escalón del Ragudo, de gran importancia como separador de áreas diferentes en cuanto a estructura, morfología e incluso clima y paisajes humanos.

c) El ángulo SW del área está ocupado por la gran extrusión de Chelva. En IGME (1973, a) se considera que esta estructura es un gran anticlinorio, si bien se reconoce que el Keuper mecaniza en bastantes ocasiones al Jurásico y que el Muschelkalk Superior se encuentra englobado entre masas de Keuper. Este fenómeno es usual en las extrusiones triásicas dado que al hallarse entre dos niveles plásticos (Keuper y Muschelkalk Medio) se comporta como un paquete incompetente.

Si bien no se niega la existencia de una cierta estructura anticlinal previa, necesaria seguramente

para la acumulación de Triás plástico, pensamos que este conjunto triásico debe interpretarse como extrusivo. La baja reodicidad de estos materiales extrusivos, o la misma falta de tiempo para el desarrollo de la forma, es la causa de que esta extrusión, como las restantes que aparecen en la región, no haya alcanzado el estadio fungiforme propio de los diapiros, por lo que el Keuper siempre aparece debajo de los paquetes jurásicos y cretácicos, cortándolos en bajo ángulo.

d) Finalmente, sólo queda referirse a la franja costera, que desde el Río Mijares hasta el Río Turia se extiende sin solución de continuidad. Esta morfoestructura adquiere gran importancia tectónica y morfológica en cuanto es capaz de interrumpir todas las estructuras ibéricas y de posibilitar una potente sedimentación cuaternaria. Una de las características del escalón que hunde la costa es, a parte de su elevado salto, su clara linearidad.

Desde Xilxes a Burjassot corta en un único eje NE-SW, tanto a los relieves triásicos de Espadán, Calderona y valle del Palancia como al Terciario de la plataforma calcárea de Burjassot-Llíria. El hecho de que todas estas estructuras queden interrumpidas sistemáticamente hace pensar en una cierta posterioridad de las

fracturas "catalánides" respecto a las ibéricas que las individualizan.

La articulación de esta línea de falla con otras ibéricas o subparalelas (falla de Faura-Azuébar o falla de la Vall d'Uixó-Alfara de Algimia) provoca algunas indentaciones en el perfil rectilíneo de esta morfoestructura (vgr. área de les Valls de Segó o de la Vall d'Uixó). Al N del Riu Belcaire es la falla de la Vall d'Uixó-Alfara de Algimia la que toma el relevo; su actuación permite el hundimiento del eje de la sierra de Espadán entre la primera localidad y Betxí, si bien entre esta localidad y la de la Vilavella, al articularse con una de las fallas del N de Espadán, vuelve a formar una nueva indentación. Al N de Betxí son las fallas septentrionales de Espadán las que permiten que se adentre esta morfoestructura hasta Onda, ápice del abanico aluvial del Río Mijares.

CONCLUSIONES.

- El capítulo tiene como objetivo señalar y delimitar cuáles son las principales morfoestructuras generadas por las fases de deformación alpinas. Se entiende como tales las formas producidas por la interacción entre fuerzas endogenéticas y exogenéticas en las cuales el factor endogenético es predominante. (GERASIMOV y MESCHERIKOV, 1968, p.731), es decir, las estructuras tectónicas con manifestación en el relieve actual.

- Para realizar este objetivo se ha partido del análisis de la penillanura fundamental al representar ésta el resultado del período morfogenético previo a la última gran fase de deformación tectónica.

- La morfología de la penillanura fundamental en el área es mixta: por una parte está constituida por amplias áreas de carácter erosivo, restos de las cuales aún permanecen en forma de cumbres con relieve aplanado por arrasamiento, especialmente en sectores de litologías calcáreas; por otra parte, presenta áreas en donde adquieren carácter de cuenca sedimentaria, depositándose, en última instancia, las calizas de facies "páramo".

- Los desniveles creados por la última fase de deformación son grandes, tal como puede deducirse de las alturas

relativas a las cuales quedan los restos de penillanura fundamental conservados. Estos desniveles creados se articulan en fracturas de diversos tamaños, desde grandes escalones hasta fallas de pequeño salto. Entre los primeros se señalan:

- . el escalón costero, compuesto por dos grandes tramos: el principal discurre entre Burjassot y Xilxes; posteriormente toma el relevo, la línea de fractura que se extiende entre Alfara de Algimia y la Vall d'Uixó, prolongada hasta la Vilavella.

- . el escalón de Higuieruelas-Puçol, límite meridional de la sierra de Javalambre-Calderona.

- . el escalón N de Espadán que desde el W de Onda hasta el E de Betxí hace desaparecer bruscamente el relieve de esta sierra y permite la progresión de la Plana hacia el interior.

- . el escalón del Ragudo, manifestación en forma de fractura de un conjunto de estructuras transversales a las ibéricas.

- Las morfoestructuras son delimitadas tomando en consideración principalmente los elementos tectónicos. Cuando estos ofrecen tránsitos paulatinos entre morfoestructuras adyacentes se ha acudido a criterios litológicos. Según esto, se han delimitado las siguientes unidades:

- . Dos morfoestructuras elevadas de orientación

ibérica: la sierra de Pina-Espadán y la sierra de Javalambre-Calderona. Son horsts complejos que coinciden espacialmente con dos estructuras de plegamiento de la fase de compresión mayor.

. Tres morfoestructuras deprimidas de orientación ibérica: el valle del Río Mijares, el valle del Río Palancia, excepto parte de su cuenca alta, al W de el Ragudo, y el valle del Río Turia.

Todas estas estructuras son grabens y se ajustan, excepto el valle del Río Turia, a los sinclinatorios creados en la fase de compresión.

. Dos morfoestructuras transversales a las ibéricas: el conjunto de extrusiones de Andilla-Torás-Cerro Catalán, probables efectos en superficie del desgarre profundo denominado Falla de Requena-Mora, y el piedemonte costero, generado por el hundimiento brusco de todas las morfoestructuras de dirección ibérica.

. Otras morfoestructuras menores o con escasa representación en el área como es la extrusión de Chelvá o el extremo sudoriental de la depresión de Sarrión.

PARTE II LAS FASES DE FORMACION DEL PAISAJE

CAPÍTULO 4



EVOLUCION MORFOGENETICA PLIOCUATERNARIA

La morfogénesis pliocuaternaria, va a constituir el cuerpo de investigación de la segunda parte de este trabajo. Dentro de ella el primer capítulo pretende establecer una base en lo referente a las fases morfogénéticas acaecidas, mientras que en el restante se analizan con más detalle algunos aspectos concretos de la estructura y organización de la red fluvial.

El primer capítulo tiene como objetivo fundamental establecer un marco en donde puedan encuadrarse los episodios morfogénéticos pliocuaternarios. Estos episodios pueden agruparse en dos clases. Por una parte encontramos un conjunto de procesos que acaban alaboreando superficies peculiares tras un episodio en el que, bajo un clima apropia-

do, pueden desarrollarse con continuidad. Los elementos que integran estas superficies o "niveles" morfogenéticos (1) pueden ser las terrazas fluviales, los abanicos aluviales y conos de deyección, los glaciés en rocas blandas, las plataformas de erosión sobre rocas duras, la regulación de vertientes y formas de acumulación en la base de las laderas y algunas formas litorales. Todos estos tipos se encuentran en mayor o menor cuantía en el área de estudio, si bien a lo largo de los diferentes estadios morfogenéticos su morfología y facies son cambiantes y su presencia puede ser más o menos abundante, pudiendo incluso desarrollarse sólo durante alguno de ellos; en este sentido son paradigmáticos los niveles de acumulación marinos y mixtos, de cronología post-würmiense en todos los casos, o las plataformas de erosión en rocas duras, que dejan de desarrollarse tras el Villafranquiense.

Aparte de los niveles existen otros fenómenos morfogenéticos que se desarrollan en fases diferenciadas cronológicamente, pero no elaboran una topografía característica, como son las fases de fracturación, englobables en el

(1) En general se adoptará el término "superficie" para señalar elementos morfológicos concretos (vgr. superficie de Manzanera) y el término "nivel" con una identificación G_1 , T_1 , G_2 - T_2 , etc.- para destacar la posición que ocupa cada elemento morfológico en la serie morfogenética estudiada.

campo de la neotectónica, las fases de karstificación y las fases de encostramiento. Estas últimas, si tienen lugar al final de un estadio morfogenético (lo más habitual), fosilizan su topografía y se integran como un elemento más de la facies de los depósitos relacionados con ella; no obstante, hay ocasiones en que estas fases se desarrollan sobre un relieve preelaborado, dando lugar, desde el punto de vista morfológico, a una costra adaptada a la topografía.

La gradación de los distintos niveles morfogenéticos, así como la descripción de sus elementos más peculiares es, pues, el objetivo esencial. La forma de llegar a esta síntesis nos conduce al segundo de los objetivos: unas características generales de un área sólo pueden obtenerse del análisis de sus diferentes sectores con un interés convergente hacia ella; no obstante, estos análisis deben suponer per se una explicación coherente de lo sucedido en cada uno de los sectores. En algunos de ellos se contará con el estudio previo de algunos de los pocos autores que han investigado la geomorfología de esta área; otros se estudiarán por primera vez.

Marco de niveles morfogenéticos y síntesis geomorfológica de los principales sectores no deben hacernos olvidar un tercer objetivo, si no esencial, sí, al menos,

complementario de los anteriores: la cronología. La ausencia de yacimientos fosilíferos conocidos en los diferentes niveles de acumulación y el hecho de que el análisis sedimentológico se centre en aspectos geométricos y paleogeográficos más que en estructurales y texturales hace que apenas podamos apoyarnos en cronologías absolutas propias. El aspecto cronológico se cubrirá, pues, con las escasas dataciones disponibles en la actualidad y con extrapolaciones de las secuencias morfogénicas existentes en esta área a las de otras en donde la cronología absoluta esté en un grado más avanzado de precisión. No obstante, pensamos que no es estrictamente necesario, en un momento de primeras fases de investigación, centrarse en el campo de las cronologías absolutas, que exige estudios sedimentológicos más intensivos en áreas reducidas, y sí elaborar un marco de cronologías relativas dentro de regiones más extensas.

*

El método seguido tiene dos pasos claramente diferenciados: la observación del objeto de estudio y la integración de sus elementos y características en una hipótesis que lo explique. Independientemente de las diferencias existentes entre estos procesos hemos de resaltar que usualmente se ha establecido una relación dialéctica entre ellos en el sentido de que cada observación ha ido perfilando

las hipótesis, mientras que la mayor o menor consistencia de éstas ha ido exigiendo una cantidad determinada de aquellas. La metodología aplicada ha constado de una etapa previa de interpretación de la fotografía aérea y de selección de puntos de observación y de trabajo de campo, a fin de confirmar o desechar las hipótesis trazadas tras la primera interpretación.

El método, pues, no es estrictamente inductivo, si bien gran parte de las inferencias son de esta índole; en buena parte, la etapa de fotointerpretación puede considerarse metodológicamente como intuitiva, tomando el sentido propio de la intuición que no es el de obtener el "conocimiento", sino el de prepararlo (HESSEN, 1970), mientras que las inferencias del trabajo de campo pueden considerarse como inductivas; por su parte, la aceptación del grado de consistencia de las hipótesis es también intuitiva.

Desde un punto de vista geomorfológico y no filosófico, el método de trabajo es similar al que GEORGE (1970) asimila a la escuela davisiana:

" observar las formas, cualificarlas en relación a su posición en un esquema evolutivo de referencia, en una serie monocíclica o policíclica, y buscar sedimentos o depósitos de cubierta que permitan la datación de uno de los elementos del esquema en relación al cual se ordenan las formas..."

pero incluyendo en el esquema las deformaciones tectónicas y ponderando las variaciones locales de facies. Por último, hay que añadir que en ocasiones se han utilizado técni-

cas y terminología de descripción de ciencias auxiliares
a la geomorfología, en especial de la geología.

4.1 EL SECTOR DEL RIO MIJARES.

El Mijares, durante su recorrido, atraviesa áreas diferentes tanto desde el punto de vista morfotectónico como del morfogenético. SIMON GOMEZ y PEREZ CUEVA (1980, pp.151-152) -fig. 4.1- sectorizan el trayecto en cuatro áreas que son, de interior a costa, el domo de Gúdar, la cubeta de Sarrión, un área de plataforma finipontiense fracturada, en donde el río se encaja profundamente, y la Plana; el paso entre estas dos últimas se resuelve mediante el denominado escalón Tortosa-Onda, centrado en este sector en Ribesalbes.

Si bien sus criterios son esencialmente morfotectónicos y buscan dilucidar las relaciones con la organización y características de la red fluvial, también se pueden entresacar otro tipo de relaciones, como pueden ser las morfogenéticas. De entrada, y olvidándonos del área de Gúdar, se puede tipificar tal morfogénesis de la siguiente manera:

a) la Plana ha sido formada mediante el concurso de varios episodios acumulativos.

b) el área de plataforma finipontiense, entre Toga y Olba, ha sufrido un intenso vaciado gracias al fuerte encajamiento de la red fluvial.

c) la parte occidental del escalón Tortosa-Onda también participa de esta dinámica erosiva.

d) finalmente, en la cubeta de Sarrión, ha habido un cierto equilibrio entre la erosión y la sedimentación.

Este marco morfogenético es clave para entender la morfología de cada sector y para poder establecer unas correlaciones acertadas entre los diferentes episodios de cada área.

4.1.1 La Plana.

La amplia llanura aluvial que se extiende entre Benicàssim, Onda y Moncofa tiene cierto valor estratégico como primer punto de referencia a la hora de comenzar nuestro análisis morfológico y morfogenético, ya que ha sido su sector más estudiado. Por una parte están los trabajos de SOS BAYNAT (1957, 1975 a y b, y 1977), IGME (1974,d), GOY GOY y ZAZO CARDEÑA (1979) y PEREZ CUEVA (1977 y 1979) sobre diferentes aspectos monográficos. Por otra, MATEU BELLES (1982) y SIMON GOMEZ (1984) han analizado este sector en el marco de sus tesis doctorales. No podemos olvidar, finalmente, los juicios emitidos por otros autores dentro de obras más generales (vid. SOS BAYNAT, 1949 y ROSSELLO VERGER, 1969).

Estas páginas intentan ser una puesta a punto de las cuestiones tratadas, tanto en sus conclusiones como en la rica problemática desatada, y son el inicio de un trayecto E-W y N-S que permitirá establecer las correlaciones entre los distintos niveles que han permanecido hasta hoy en este espacio de estudio.

La Plana, como el resto de las llanuras litorales existentes al N y al S de ella (Capicorb, Camp de Morvedre, l'Horta), es un dominio de acumulación neto durante el Cuaternario. Ha sido formada con los acarreos del Riu Millars y la Rambla de la Viuda, a los que hay que añadir los de barrancos de medianas y pequeñas dimensiones. Los depósitos marinos de un largo cordón litoral de arenas y gravas que regulariza el diseño de la costa y los depósitos mixtos, en ambiente de albufera, que ocupan las depresiones existentes entre los abanicos, los conos de deyección y el cordón litoral, completan el conjunto de sedimentos que componen la Plana.

Esta sencilla morfología encierra, no obstante, diversos episodios morfogenéticos, dos de los cuales son puestos de manifiesto por los depósitos del gran abanico aluvial central. PEREZ CUEVA (1979) distingue dos claras secuencias sedimentarias, integradas por paquetes de conglomerados fluviales depositados por un río en régimen braided (B₁ y B₂).

en su terminología) y arcillas con cantos empastados correspondientes a mantos de arroyada (A_1 y A_2) -fig. 4.2-. Se trata de depósitos de ambientes sedimentarios diferentes pero englobables dentro de dos grandes ciclos cuaternarios (B_1-A_1 y B_2-A_2).

Las diferencias entre ambas series radican principalmente en el grado de encostramiento, casi total, sobre todo en el techo, en los primeros mantos aluviales (B_1) y poco intenso en el caso de los segundos (B_2). Estas mismas características pueden observarse en el conjunto sedimentario de los pequeños conos de deyección en los que repetidamente se pueden observar depósitos "torrenciales" casi sueltos (T_2) encajados en otros encostrados (T_1).

Esta duplicidad de fases sedimentarias es adoptada también en IGME (1974,d), al menos de manera implícita, ya que se habla de unos mantos aluviales encostrados del Pleistoceno Inferior y de un abanico aluvial de tipo deltaico del Pleistoceno Superior al que, a partir de los datos ofrecidos por ROSSELLO VERGER (1963) se le asigna una potencia de más de 150 m .

El carácter netamente fluvial de la Plana, tanto en génesis como en morfología final, y la existencia de dos fases principales es admitido por MATEU BELLES (1982) y SIMON

GOMEZ (1984) en sus respectivas obras. Al contrario, otro autor (SOS BAYNAT, 1977, p.280-281) insiste en que al menos desde un punto de vista morfológico, la Plana es un gran glacis de erosión-acumulación. Ahora bien, el que estas discrepancias sean más formales que de fondo, hace que creamos más interesante referirnos a las existentes en el terreno de la cronología de estos ciclos sedimentarios, a) y en el terreno de los contactos entre ellos, b).

a) En IGME (1974,d) se asigna al Pleistoceno Inferior los mantos aluviales encostrados, al Pleistoceno Medio unos depósitos encostrados de piedemonte situados entre los relieves mesozoicos exteriores y el abanico central y correlacionables topográficamente con los mantos encostrados, y al Pleistoceno Inferior el abanico deltaico y el manto de arroyada que recubre gran parte de este conjunto de depósitos y constituye el último episodio de acumulación de la Plana.

SIMON GOMEZ (1982) encuadra las dos secuencias principales referidas anteriormente dentro de las dos últimas etapas morfogenéticas que distinguen en el área del "Maestrazgo". La primera, su nivel G_2-T_2 , abarcaría todo el Pleistoceno Inferior y Medio, y la segunda, el nivel G_1-T_1 , correspondería al Würm. La cronología de este último nivel, correspondiente al manto de arroyada A_2 y a las gravas sub-

yacentes B₂ de PEREZ CUEVA (1979) la adopta, provisionalmente, basándose en tres observaciones:

- la correlación existente entre este nivel y los grèzes litéés del Coll del Vidre, de características semejantes a los paleocanchales de edad würmense identificados en toda el área mediterránea.

- la existencia de una abundante industria auriñaciense en la terraza baja del Mijares (BIROT, 1959). (1).

- la datación que SOS BAYNAT (1975 y 1981 a y b) asigna a la fauna de gasterópodos y roedores hallada en una grieta de origen kárstico rellena con arcillas correspondientes a la facies A₂. La edad, según este autor, está comprendida entre el interglaciario Riss-Würm y el periodo inmediato post-Würm.

La edad Pleistoceno Inferior-Medio, que SIMON GOMEZ (1984) atribuye al nivel G₂-T₂, en nuestro caso a los mantos aluviales encostrados, es mucho más incierta y está definida por comprensión entre los niveles villafranquiense y el Würm, mejor datados (2).

b) El otro capítulo de discrepancias es el que atañe a los contactos entre los depósitos de las fases sedimen-

(1) Este dato es problemático al estar basado en una cita bibliográfica de BIROT y SOLE SABARIS (1959) fundamentada, a su vez en una comunicación oral a un congreso del INQUA (el celebrado en 1957).

(2) La incertidumbre de las apreciaciones cronológicas motiva que, por el momento, se prescindiera de dar una referencia de tal índole a los niveles morfostratigráficos cartografiados y citados.

tarias que constituyen la Plana y a la identificación de niveles de terraza fluvial. En superficie, el tránsito entre los diversos tipos de depósitos se resuelve sin ningún problema, con el paso paulatino de los mantos aluviales encostrados (B_1) a las arcillas de manto de arroyada (A_2) que, a partir de una determinada zona, empiezan a recubrir a los primeros para, posteriormente, recubrir los mantos aluviales no encostrados (B_2). Sin embargo, queda pendiente la cuestión de la desaparición "brusca" de los conglomerados (B_1) a la que aluden GOY GOY y ZAZO CARDEÑA (1979) y el problema del número de terrazas existente, abordado por SOS BAYNAT (1957) y en IGME (1974,d).

- la desaparición brusca de los conglomerados ya ha sido considerada con detenimiento por PEREZ CUEVA (1979) en donde se critica la hipótesis tectónica y se alude a una disminución progresiva del edificio sedimentario de B_1 o incluso a un retoque erosivo por parte del mar, hipótesis, por otra parte, ya insinuada en IGME (1974,d, pp.7-8); SIMON GOMEZ (1982 pp.335-337) señala que las fallas que originaron la Plana debieron prolongarse a lo largo de todo el Plioceno y Cuaternario, aunque sus movimientos debieron cesar antes de la elaboración final de la superficie G_2-T_2 (superficie de colmatación de B_1). Las reactivaciones posteriores que detecta constituyen ejemplos muy localizados (vgr., ápice del abanico de la Magdalena).

Sin embargo, no cabe negar la existencia de indicios de un escalón topográfico en algunos puntos de la Plana coincidiendo grosso modo con el tránsito de los conglomerados B₁ a las gravas B₂ y ello, a pesar de la fuerte regularización topográfica que supone la capa superior de arcillas A₂: algunos caminos radiales que conducen de los núcleos de población a la costa presentan tramos en donde se produce un incremento acusado de la pendiente (Villamargo, Camí Vell del Mar); por otra parte, sólo la existencia de un escalón importante permitiría la erosión remontante en B₁ por parte del Barranc d'Almassora, que nace cerca de la estación de ferrocarril de Almassora, se encaja casi 10 m un kilómetro después y desaparece rápidamente a la altura de la ermita de Sant Jaume tras poco más de 3 km de recorrido.

- otro aspecto importante es el relacionado con la seriación, cronología y características litológicas de las terrazas del Millars y de la Rambla de la Viuda. SOS BAYNAT (1957), analizando las que presenta este último cauce desde el pantano de María Cristina hasta su confluencia con el Río Mijares, llega a la conclusión de que existen 4 niveles de terrazas - fig. 4.3 -. Según este autor, las dos inferiores están en relación con el Cuaternario würmiense; la terraza media, situada a unos 20 m del cauce, correspondería al Cuaternario rissiese; finalmente, la rasante más alta sería asignable al Mindeliense. A pesar de

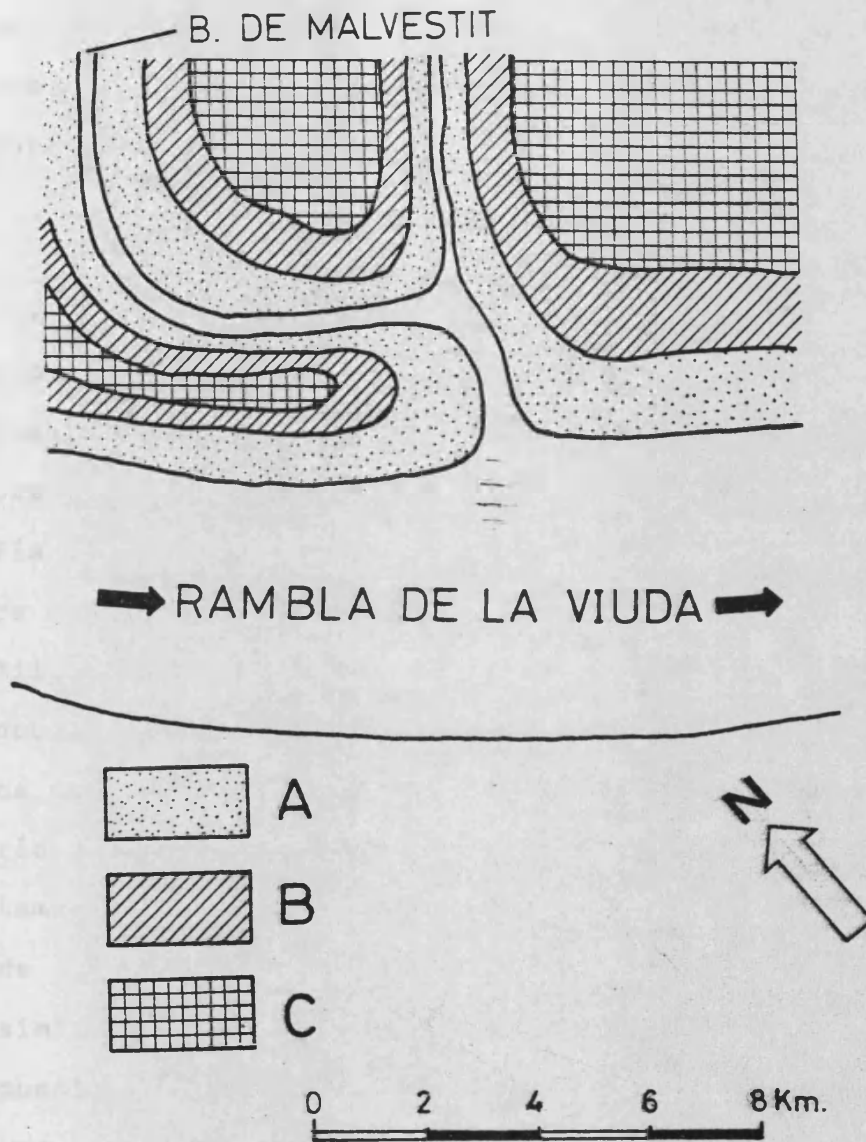
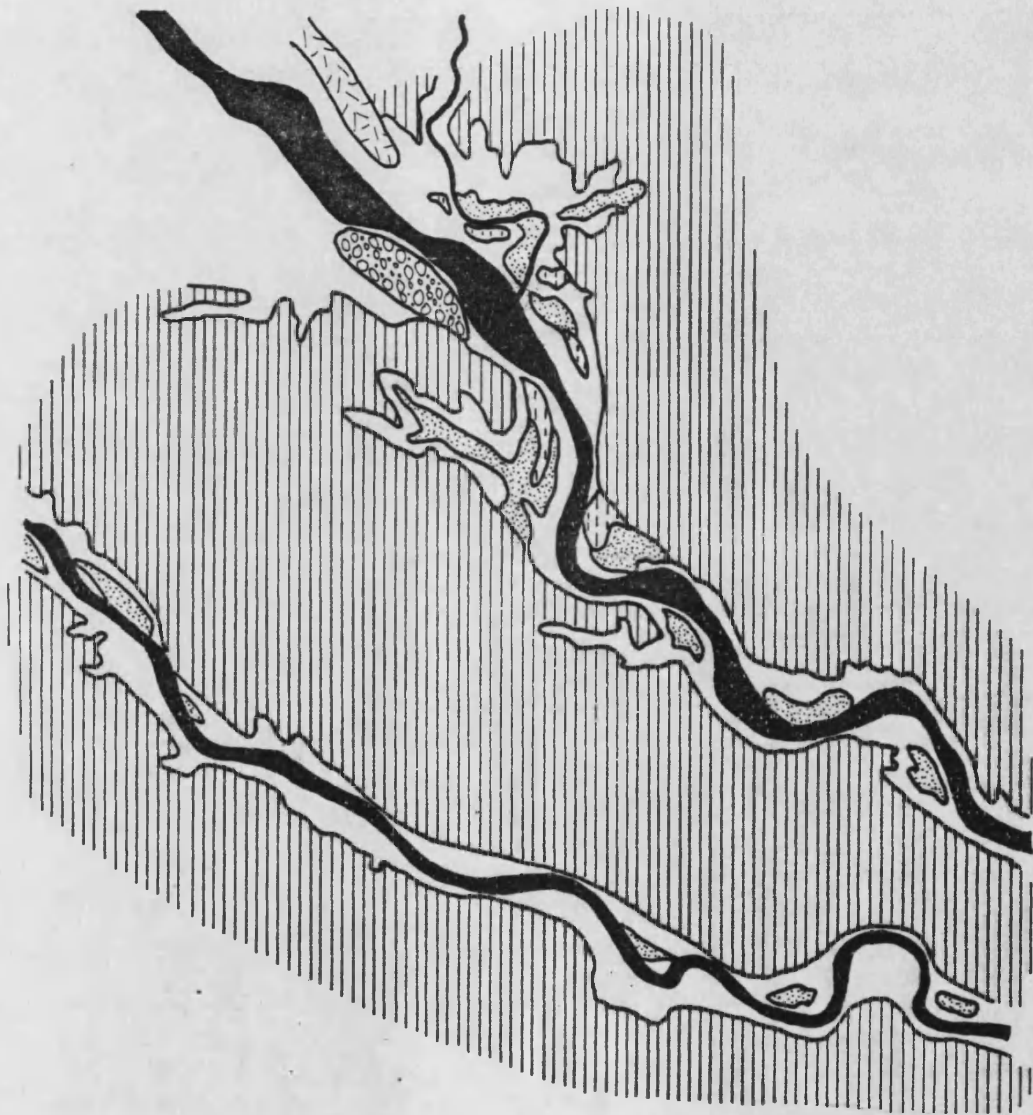


FIGURA 4.3 Terrazas fluviales en la confluencia del Barranc de Malvestit y la Rambla de la Viuda (según SOS BAYNAT, 1957). Este autor distingue cuatro terrazas diferentes, si bien sólo suele encontrar 2 ó 3 en relación directa. En la figura, A) y B) son las terrazas de 5 y 10 m, a las que asigna una probable edad würmiense y C) es la terraza de 15 m ("Cuaternario rissienne" ?)

señalar tres episodios morfogénéticos básicos, se extrae de la lectura de su texto la existencia de dos únicos tipos de depósitos, unos más sueltos ligados a las terrazas Würm y otros encostrados que sustentan los otros niveles.

En IGME (1974,d) se cartografía cinco niveles: T_1 y T_2 , a 25-30 y 18-20 m respectivamente, pertenecen, según sus autores, al Cuaternario Medio; T_3 y T_4 , a 11 y 5-7 m, al Cuaternario Superior, y T_5 , a 2-3 m, al Holoceno. La interpretación de estos niveles, tras su contraste con fotografía aérea y en el campo, es problemática. Los retazos de terraza holocena, en el área de la desembocadura del Río Millars corresponden a las márgenes del lecho de inundación ocupadas por el hombre; en el tramo de la Rambla de la Viuda son simplemente las barras de canal que construye este río anastomosado. Las terrazas T_1 y T_2 pueden ser indistintamente la rasante más alta de la Plana, es decir, el nivel de culminación de los mantos aluviales encostrados. Algo similar ocurre con las terrazas T_3 y T_4 , a la altura del puente de la carretera de Almassora-Borriana: sin existir una solución de continuidad en los depósitos, ni topográfica ni de facies, (en este caso del nivel B_2-A_2) en IGME (1974,d) se pasa de considerarlos T_3 a interpretarlos como T_4 .

Un punto clave para razonar adecuadamente sobre las



diferentes secuencias erosivas y sedimentarias, a efecto de formación de terrazas, es el área de confluencia del Barranc de Malvestit con la Rambla de la Viuda. Esta área ha sido objeto de consideración por parte de SOS BAYNAT (1958) que distingue tres terrazas situadas a 5, 10 y 15 m (fig. 4.3). Por otra parte, es el único punto en donde en IGME (1974,d) se cartografía los cinco niveles de terraza encajados unos en otros. Un estudio detenido de esta área nos revela lo siguiente (fig. 4.4):

- Efectivamente pueden ser cartografiados 5 niveles morfogénicos si tomamos en consideración los channel-bar de la Rambla de la Viuda como nivel 1 y la superficie de colmatación de la Plana como nivel 5.

- El segundo nivel corresponde a una terraza de material muy parecido al del lecho actual por su color y nula cementación; está situado a unos 2 m sobre el nivel del cauce actual.

- El tercer nivel se corresponde por su altura con la terraza de 5 m de SOS BAYNAT y cartográficamente con la T₃ del IGME, si bien allí se le asigna, en general, una elevación de 11 m ; presenta una columna sedimentaria completa, con una base de 4 m de gravas medias y gruesas con estratificación planar decamétrica que engloban cantos caóticamente dispuestos y algunos lentejones de arena de extensión métrica; este conjunto presenta algunas bandas delgadas

de encostramiento y está coronado por una capa 1 m de limos y arenas sobre los que se ha desarrollado un suelo rojizo (punto nº 1 de la fig. 4.4).

- Estos depósitos de la T_3 , que pasan hacia la costa a formar la progradación del abanico del Mijares, están encajados en la otra facies fluvial de la Plana (B_1), cuya columna sintética permite distinguir: un cuerpo de 8 m de gravas redondeadas y masivas de tamaño mediano (5-10 cm) con algunos niveles de bloques redondeados y algunos sieve-deposits, un cuerpo de limos ocres (2-2'5 m), casi compactos en la mitad superior, con nódulos abundantes en la inferior y con alguna intercalación de gravas y, finalmente, un conglomerado muy compacto (3 m) (punto nº 2 de la fig. 4.4). El techo de este depósito corresponde en este lugar a la T_5 del IGME (1) y a la tercera terraza de SOS BAYNAT (15 m). Entre T_5 y T_3 existe en esta área un nivel intermedio (T_4 en IGME y segunda terraza de SOS BAYNAT -10 m-) que se presenta como una rampa erosiva sobre los depósitos que culminan en T_5 en otros puntos. Quizá corresponda a una fase de estabilización de la incisión post T_5 pues presenta un nivel de encostramiento en superficie que se adapta a las peculiaridades de la topografía.

Este conjunto de distorsiones está motivado, a nues-

(1) Aguas abajo pasa a constituir la T_4 de la cartografía geológica debido al hecho citado de que se confunden ambos niveles.⁴

tro entender, por el desigual encajamiento de los ríos sobre las dos superficies de colmatación de la Plana -un mismo nivel de terraza alcanza alturas muy diferentes sobre el lecho- y por el hecho de que las terrazas que origina la segunda superficie de colmatación en el área de la primera son, en buena medida, erosivas y escalonadas a diferentes niveles; hay que añadir a lo dicho la discontinuidad de estas formas en este tipo de ríos cortos mediterráneos. Pensamos que habría que hablar únicamente de tres niveles de terraza básicos, a tenor de los diferentes depósitos: un nivel reciente poco desarrollado y situado siempre a similar altura sobre el cauce (2 m); un nivel que pasa a las gravas B₂ del abanico del Río Mijares y que es casi siempre erosivo cuando se labra sobre la superficie de los mantos aluviales encostrados (el área de confluencia de la Rambla de la Viuda con el Barranc de Malvestit es una de estas excepciones); un nivel superior, de cronología incierta, que topográficamente supone el techo de colmatación de los mantos aluviales encostrados. Estos últimos niveles son claramente cuaternarios mientras que el primero es probablemente holoceno o subactual.

A partir de ahora y a lo largo del capítulo denominaremos T₀, T₁, T₂, respectivamente, a los citados niveles fluviales y G₀, G₁ y G₂ a los glacis y piedemontes que enlazan lateralmente con aquellos. Con esto, se quiere

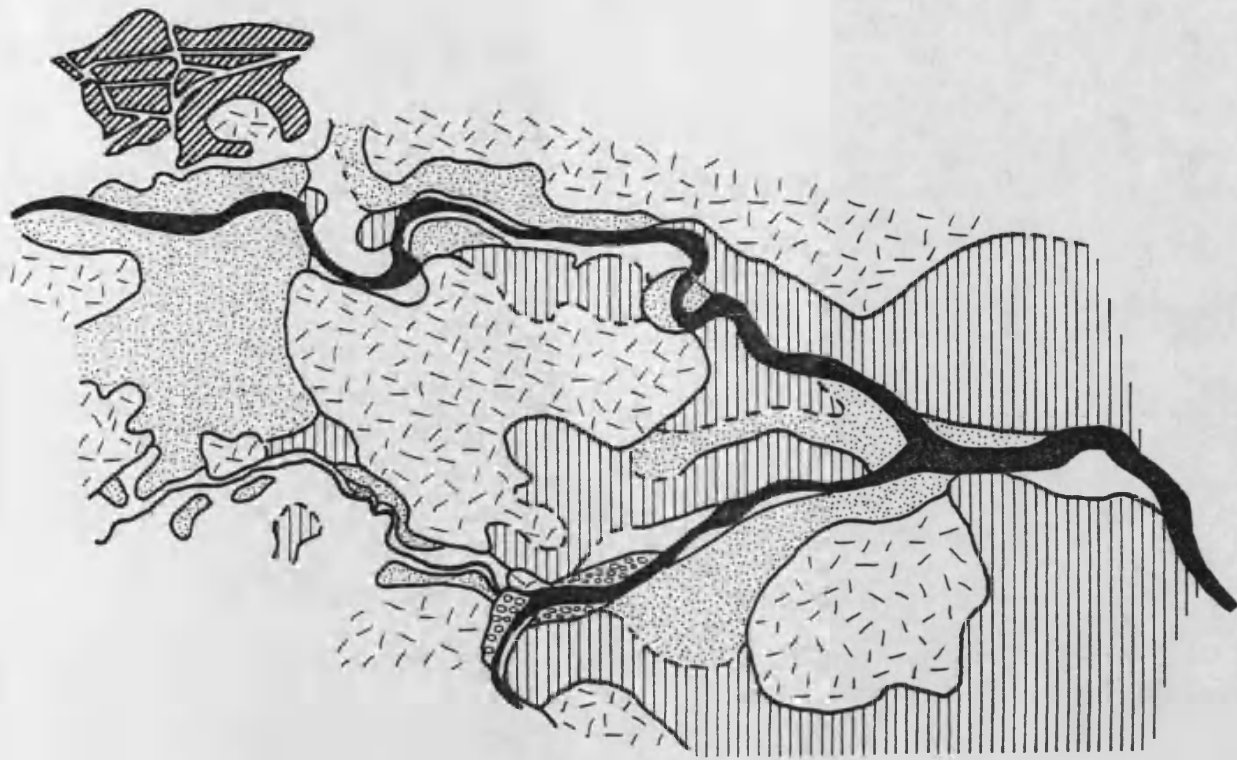
unificar la simbología utilizada para designarlos, adoptando la propuesta por SIMON GOMEZ (1984) (1).

Es indudable, sin embargo, que la Plana no proporciona los suficientes elementos morfológicos para poder concluir una seriación como la indicada anteriormente. Es por ello necesario intentar correlacionar estos niveles con los de las cuencas aledañas, la propia del río Mijares, la de la Rambla de la Viuda y la del Riu Sonella. Las terrazas de la cuenca alta de la Rambla de la Viuda han sido estudiadas recientemente por SIMON, PEREZ y CALVO (1983) y por SIMON GOMEZ (1984), autores que señalan la existencia únicamente de dos claros niveles cuaternarios, encajados en facies villafranquienses. Las correlaciones con la cuenca del Riu Sonella y del Mijares medio serán objeto de los dos apartados siguientes.

4.1.2 El Cuaternario de la cuenca del Riu Sonella.

Unas conclusiones similares a las anteriormente expuestas pueden extraerse tras observar el área de confluencia del Riu Sonella con la Rambla de Artana y la propia cuenca de esta rambla (fig. 4.5 y 4.6). Entre Onda y Betxí los alrededores del río tienen una morfología groseramente

(1) Esta simbología ha sido discutida conjuntamente con este autor y con D. A. Calvo Cases y aplicada en algunos trabajos comunes (vid. SIMON, PEREZ y CALVO (1983)).



escalonada, distinguiéndose unos relieves ondulados sobre los materiales terciarios y jurásicos, una superficie recordada, aunque general, (G_2-T_2) con depósitos encostrados y paso lateral a la superficie de colmatación de los mantos aluviales encostrados de la Plana, y finalmente, un nivel intermedio entre este último y el cauce actual, que puede presentarse como terraza fluvial (T_1) o como paleocanal. En el lugar donde el camino de Onda a Betxí cruza el Riu Sonella pueden compararse las facies de las dos terrazas. La superior, en corte, aparece como un conglomerado muy encostrado de grava fina y redondeada bastante homométrica; en superficie se presenta diaclasada y con las grietas rellenas de arcilla de un suelo posterior. La inferior (T_1) presenta unos depósitos más caóticos y encostrados sólo parcialmente, en donde coexisten lentejones de gravilla fina y suelta con bloques de más de 20 cm de diámetro.

En el Barranc de don Isidoro, afluente de la Rambla de Artana cuando ésta ya ha salido a la Plana tras atravesar un pequeño anticlinal triásico, pueden observarse también dos secuencias sedimentarias diferenciadas en el color, grado de encostramiento y redondeo de los cantos; la terraza superior (T_2) presenta, frente al color rojizo de la inferior, un tono más ocre en la matriz, está encostrada en el techo y está compuesta por cantos más redondeados. Estos dos niveles se distinguen, asimismo, en

todo el tramo del río Sonella entre Onda y Tales.

Es preciso referirnos, ahora, al Cuaternario de la Rambla de Artana, principal afluente del Riu Sonella. Aquí vuelve a repetirse la serie cuaternaria esbozada en apartados anteriores, situándose el principal punto de observación en la cubeta intramontana de Artana (fig. 4.6). En la parte meridional de ésta, unos conos de deyección que se apoyan en relieves de areniscas del Bunt pasan posteriormente a construir el nivel de terraza más elevado (T_2). El nivel inferior (T_1) erosiona estos edificios aluviales aunque sin desfigurarlos, y constituye el nivel de terraza predominante en las márgenes de la rambla y del pequeño barranco de Castro. Estos mismos niveles pueden seguirse tanto aguas arriba como abajo; T_2 se caracteriza por englobar cantos de origen periglacial y por presentar abundantes tramos arcillosos, estando desigualmente encostrado, al parecer, según el tipo de litología dominante en las inmediaciones -a la altura de la ermita de Sta. Cristina puede seguirse esta terraza, muy suelta en el dominio de los conos apoyados en el Bunt y masivamente encostrada, cuando se apoya en el afloramiento de Muschelkalk que cierra la cubeta de Artana por el SW-; T_1 presenta unos materiales más sueltos, más rojizos y más heterométricos, a la vez que dispone de una estratificación, por lo general, más masiva.

Es imposible seguir estos niveles cuaternarios hasta los del resto de la cuenca del Sonella, en la Plana, debido al estrecho congosto en areniscas del Bunt que atraviesa la Rambla de Artana en su tramo final, que interrumpe toda conexión. Sin embargo, y a pesar de los cambios locales de facies, especialmente importantes en estas pequeñas cuencas, parece innegable la correspondencia entre esta serie de depósitos y los de la Plana por sus características básicas de morfología, topografía relativa y encostramiento. Es importante señalar esto, dado que existe una hipótesis cronológica para los niveles cuaternarios de la Rambla de Artana.

El profesor BUTZER (1) de la Universidad de Chicago, sugiere la existencia de una terraza histórica, puesta de manifiesto por la aparición de cerámica reciente, de una terraza holocena de limos masivos con gasterópodos datados 3.300 años BP, de una terraza del Cuaternario Superior, con gravas sueltas y heterométricas, y de una terraza del Cuaternario Medio, con cantos periglaciales bastante encostrados y paso lateral a coluviones de ladera del tipo éboulis ordonées. Asimismo este investigador destaca la ausencia, por no haberse generado o por no haberse conservado, de un nivel cuaternario correspondiente al Pleistoceno Inferior

(1) Trabajo realizado como complemento a las excavaciones arqueológicas llevadas a cabo en el poblado mozárabe de Benialí, cerca de Aín.

que cree ver, por otra parte, en los mantos aluviales de la Plana.

Por nuestra parte, tomando datos que serán analizados posteriormente, pensamos que las fases de estabilidad que dieron lugar a los glacia villafranquienses, existentes en otras áreas y no perceptibles en ésta, estuvieron seguidas de una fase de erosión en las cuencas altas y medias de estos ríos y de acumulación en la Plana. Estas condiciones no cesaron hasta el momento de agradación que supone el nivel del Cuaternario Medio, al menos como para elaborar un nivel intermedio entre éste y los niveles villafranquienses.

4.1.3 El valle del Río Mijares.

El Río Mijares entre el pantano del Sitjar y la localidad turolense de Olba, discurre casi siempre entre con-gostos, en el tramo que hemos denominado área de platafor-ma finipontiense fracturada. Esto es debido, como decíamos anteriormente, a la fuerte incisión remontante creada por el escalón Tortosa-Onda y facilitada por las extrusiones triásicas del valle medio del Mijares.

Tal marco morfotectónico ha determinado la inexis-tencia de sectores en donde la morfogénesis fluvial haya

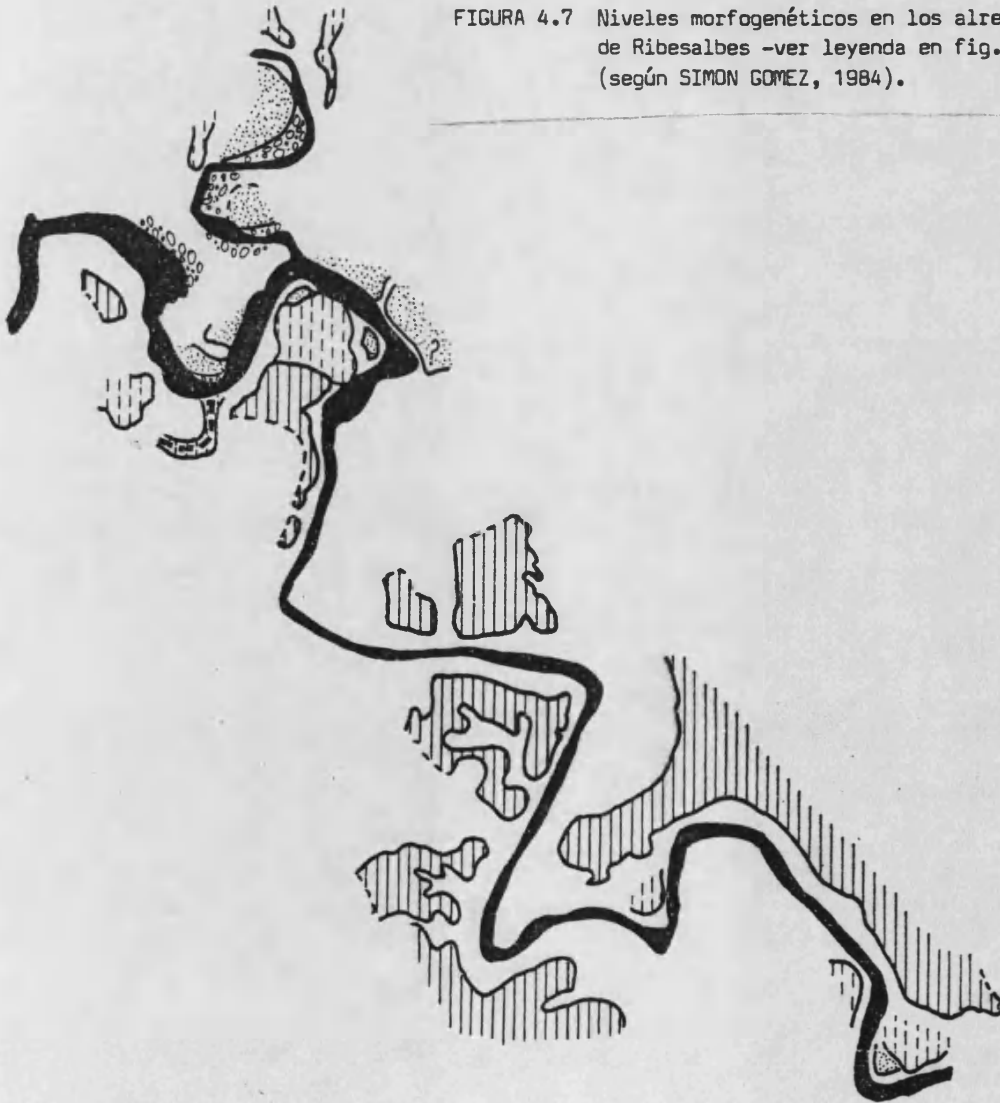
podido producir ampliamente sus efectos: las cubetas más extensas, nunca en demasía, se dan únicamente en áreas en donde la litología es más blanda -área de Terciario del pantano del Sitjar, área wealdiense del pantano de Arenoso, etc. Estas, así como los pequeños ensanches del valle en donde se asientan los pueblos, no son más que excepciones a un paisaje ribereño constreñido.

Este marco, sin embargo, ha permitido que se hayan desarrollado niveles de terraza con suficiente extensión y constancia como para que puedan establecerse correlaciones entre el área de la Plana y el área de la depresión de Sarrión, entre las cuales este sector ocupa una posición clave. Asimismo, es importante para analizar las repercusiones y magnitud de cada una de las fases de incisión de la red fluvial desde la fracturación de la penillanura fundamental.

En Ribesalbes, SIMON GOMEZ (1984) distingue tres niveles que correlaciona con los analizados en otras áreas (fig. 4.7): según este autor, el nivel inferior corresponde a la terraza moderna del Mijares y al manto de arroyada con que culmina la elaboración de la Plana; el nivel intermedio, a los mantos aluviales encostrados; el nivel superior, a los glacia villafranquienses que completan la seriación de niveles encajados en la penillanura fundamental en el



FIGURA 4.7 Niveles morfo genéticos en los alrededores de Ribesalbes -ver leyenda en fig. 4.11- (según SIMON GOMEZ, 1984).



área del "Maestrazgo".

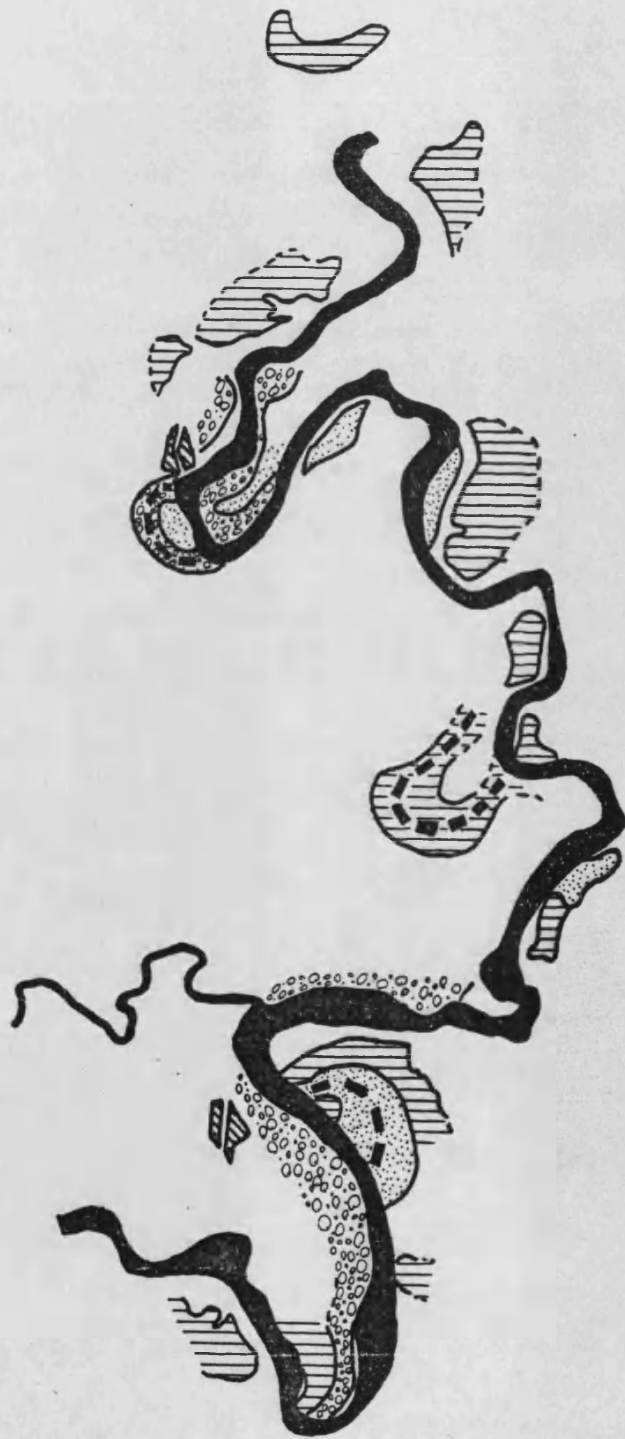
Este esquema debe completarse con las observaciones realizadas en el área del vaso del pantano del Sitjar que, ocasionalmente, estaba vacío. En este lugar, un nivel fundamental de referencia lo constituye la superficie en donde se apoya la presa y se asienta el poblado utilizado por los obreros que la construyeron. Este nivel (G_2-T_2) (ver fig. 4.8) se puede extender perfectamente hacia Ribesalbes (terracea superior) y, mediante una serie de rellanos colgados e ininterrumpidos en el congreso de aguas abajo de la presa, hasta la zona apical de la Plana -donde la carretera Onda-Alcora cruza el Río Mijares-. Su facies es idéntica a la de los mantos aluviales encostrados de la Plana.

Encajada netamente en este nivel aparece una extensa plataforma de erosión labrada en los materiales de su facies. Puede seguirse con más dificultad aguas arriba de este lugar, siempre como terracea erosiva, y puede correlacionarse con las terrazas que tanto el Mijares como la Rambla de la Viuda presentan entre la superficie culminante (T_2) y la terracea T_1 . La terracea más reciente (T_0), se presenta bien desarrollada en Ribesalbes y en la confluencia entre el Barranc del Salt del Cavall y el río, ya en el pantano. Entre ella y las terrazas de erosión anteriormente descritas parece existir otro nivel, apenas conservado, que

sólo ocasionalmente presenta una facies distinta a la de T_2 y que puede corresponder al nivel T_1 . Es decir, los niveles entre T_2 y T_0 se presentan desdoblados y son predominantemente erosivos.

Es en los alrededores de Fanzara donde se resuelve con mayores evidencias topográficas y sedimentológicas la seriación de las terrazas del Mijares (ver graf. 4.9). En este punto se distingue perfectamente el escalonamiento de tres niveles de terraza encajados entre ellos. El nivel superior T_2 está formado por cuerpos de gravas redondeadas con intercalaciones de capas de detríticos finos con cierta extensión lateral; presenta amplios encostramientos zonales y está fuertemente encostrado en el techo; pasa lateralmente a una facies coluvial, notablemente encostrada, compuesta por cantos angulosos pequeños y empastados con poca matriz. El nivel intermedio (T_1) puede observarse en un paleocauce que da la vuelta a un mogote perteneciente a la facies anterior. Sus sedimentos son más heterométricos, tienen un color más grisáceo, frente al tono ocre-rojizo de la anterior, están muy sueltos y manifiestan una energía decreciente del medio hasta culminar en una capa de arenas. El nivel T_0 , a poco más de 1 m sobre el cauce, no presenta cortes visibles.

Este esquema de seriación de terrazas fluviales se repite regularmente a lo largo de todo el valle medio del



Río Mijares, si bien la terraza que mantiene una mayor regularidad es la T₂. Este nivel puede seguirse, prácticamente, en todos los ensanches del valle y suele servir de soporte a las pequeñas poblaciones que lo ocupan. De E a W, Toga, Torrechiva, Montanejos, Campos de Arenoso, Puebla de Arenoso y el Caserío de los Giles se asientan sobre plataformas bien conservadas de esta terraza. Por su parte, Vallat, Espadilla, Cirat, Olba y el Caserío de los Ramones lo hacen sobre espolones más o menos degradados. La facies de esta terraza muestra ciertas variaciones a lo largo de este dilatado tramo del río; sin embargo, es constante su altura sobre él y, sobre todo, el redondeo de las gravas que la componen en su mayor parte, la presencia de cuerpos de detríticos finos y el fuerte encostramiento en el techo.

Es aguas arriba de Montanejos, fuera del tramo de extrusiones triásicas, cuando aparece un elemento inexistente más abajo: una cubierta de tobas coronando la serie detrítica de la terraza. Estas tobas se pueden observar ya (IGME, 1974,a) en las inmediaciones del primer túnel del tramo de carretera existente entre Montanejos y Campos de Arenoso, pueblo sumergido hoy en día en las aguas del pantano de Arenoso. Al NW de Puebla de Arenoso, el mogote del centro de un meandro abandonado presenta un potente corte vertical, donde puede observarse los materiales de esta terraza: de muro a techo (más de 25 m) se suceden capas de Weald (5-7 m), un paquete discordante de gravas sin estra-

tificar (5 m), un flood-plain de arenas y limos (5 m) y un paquete de tobas masivas (poco más de 10 m de potencia). En el área de los caseríos ribereños de Olba (Los Giles, Los Villanuevas, Los Pertegaces) las tobas presentan todavía mayor desarrollo y siguen coronando la terraza T₂.

Debajo de este nivel de terraza se suceden, con menor regularidad, el resto de niveles definidos e incluso, ya raramente, la terraza erosiva sobre la facies de T₂ (vgr. en Torrechiva). El nivel T₁ es el que tiene mayores dificultades de correlación topográfica; no obstante, son numerosas las ocasiones en que se presenta con una facies que permite individualizarlo como una terraza agradacional. En general es fácil distinguirlo por tener unos materiales más sueltos; en algunos lugares (vgr. enfrente de Olba) aparte de esta característica, se diferencia por englobar cantos de tobas de la terraza anterior.

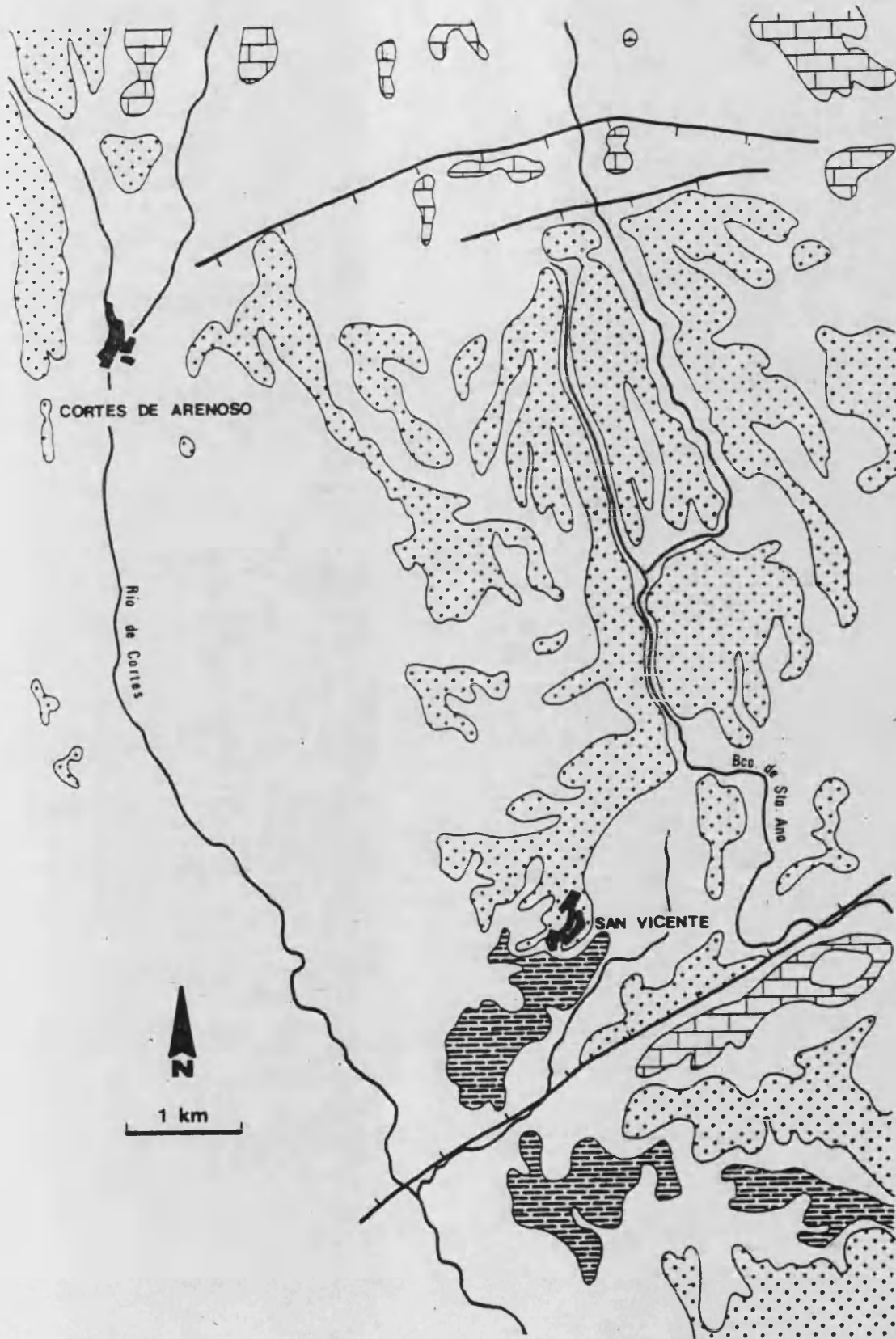
Por encima del nivel T₂ apenas pueden apreciarse signos de episodios morfogenéticos anteriores. La erosión que culmina con este nivel produce en los lugares donde afloran materiales blandos, glacis-vertiente (1) perfectamente regulados. Sin embargo, lo general es que este episo-

(1) Denominaremos glacis-vertiente a glacis de reducidas dimensiones -hectométricas- con elevada pendiente -más de 4 ó 5 grados- y con paso lateral sin knick a vertientes reguladas.

dio y el posterior, así como la incisión de la red durante el Holoceno hayan borrado todo testimonio relicto de episodios anteriores. Aún así, en ocasiones pueden distinguirse algunas "hombreras" (a modo de rellanos no estructurales en las vertientes), e incluso pequeños retazos de vertientes reguladas, a gran altura sobre el cauce, que corresponderían posiblemente a los episodios de erosión-agradación del Villafranquiense o del Pleistoceno Inferior.

En este sentido cabe destacar la seriación que SIMON GOMEZ (1984) propone en el área de Cortes de Arenoso, pocos kilómetros al N de esta área (fig. 4.10) . Este autor distingue una superficie de aplanamiento encajada en la penillanura fundamental que bisela unos depósitos miopliocenos y presenta una cubierta de glacis; en ella se encaja a su vez otro nivel de glacis que, como el anterior, asigna al Villafranquiense; estos niveles, trasladados al valle del Mijares parecen corresponderse con las hombreras antes aludidas.

A medida que nos desplazamos hacia el W estas evidencias son mayores. A partir de la Puebla de Arenoso pueden observarse ya algunas concavidades erosivas colgadas más de un centenar de metros sobre el río; sin embargo, lo que permitirá corroborarlas como niveles morfogenéticos es su paso lateral, a la altura de Olba, a niveles de glacis



en la cubeta de Sarrión.

4.1.4 La cubeta de Sarrión.

Este sector, cuya génesis ha sido abordada en puntos anteriores, tiene una importancia clave para nuestro trabajo como punto de referencia en la datación de los niveles morfogénéticos más antiguos. La conservación en considerables extensiones de dos superficies de erosión-sedimentación y la existencia de yacimientos fosilíferos que permiten datarlas con gran precisión como villafranquienses justifican lo dicho anteriormente y la convierten en un área básica para el estudio del Plioceno en el área Este peninsular. Los trabajos al respecto, sin embargo, han sido enfocados a la problemática de las dataciones (CRUSAFONT, et al, 1964; ADROVER, 1974 y 1975; ADROVER et al, 1976 y 1978; AGUIRRE y MOISSENET, 1972; AGUIRRE y SOTO, 1974) y a la definición y descripción de sus facies (GAUTIER, 1967; MOISSENET y GAUTIER, 1971), es decir, han tenido una marcada tendencia cronoestratigráfica.

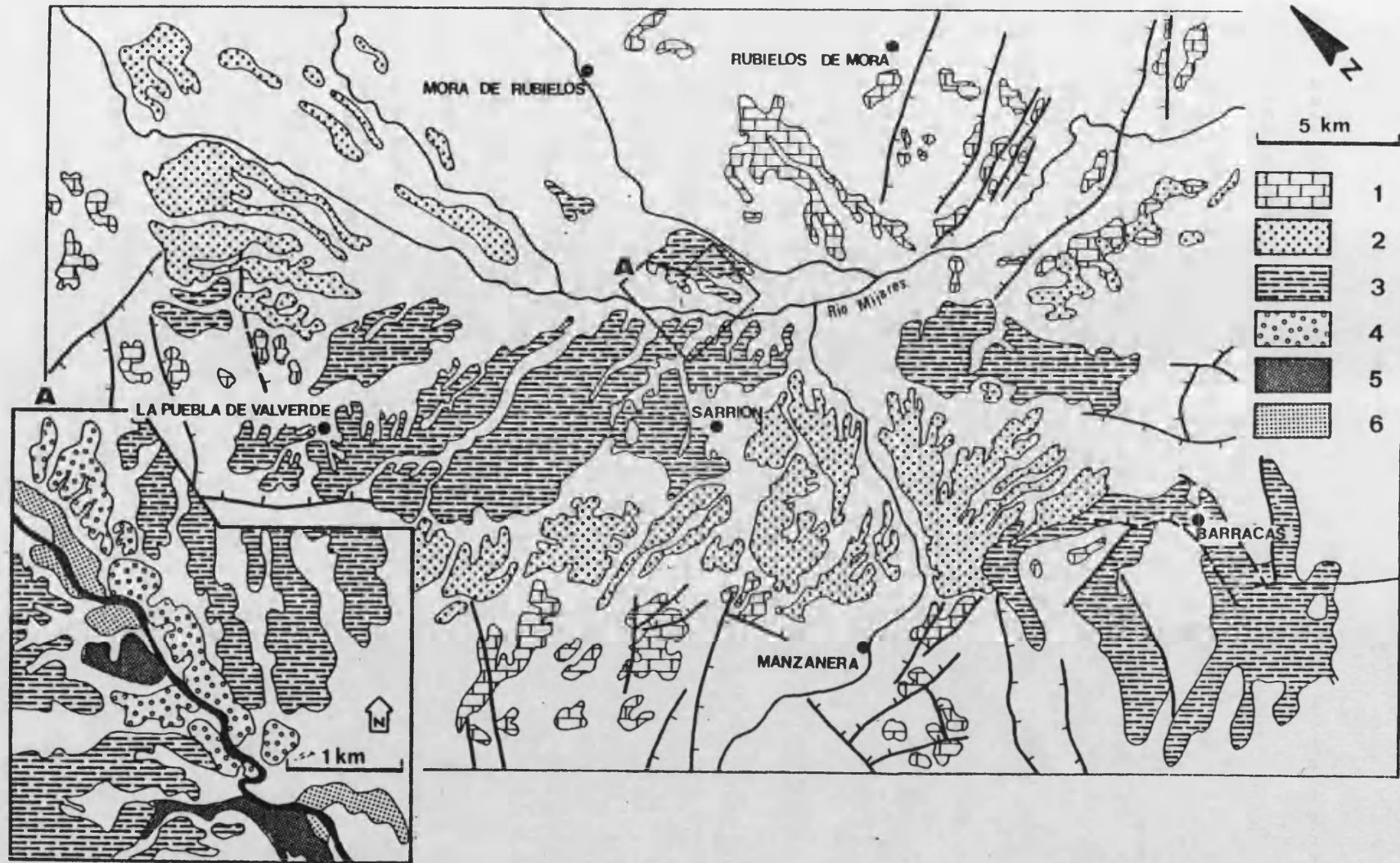
Sólo recientemente ha sido realizado un estudio que abordase el área desde una perspectiva geomorfológica y que trascendiese el límite cronológico del Plioceno (SIMON GOMEZ, 1984). En él se distinguen cinco niveles morfogénéticos: los dos más antiguos (G_5 y G_4) adoptan una morfología

de glacis o de abanico aluvial y corresponden a los niveles datados como villafranquienses: los tres más recientes son sendos niveles de terraza del Río Mijares (T_3 , T_2 , T_1) (fig. 4.11). Estas terrazas son precisamente la rótula que permite relacionar los episodios villafranquienses de ésta área con los de la zona costera castellonense, a través del valle medio del Río Mijares.

Aceptado básicamente el esquema propuesto por este autor, vamos a centrarnos preferentemente en el área oriental de la cubeta, más ceñida a nuestra área de estudio y que, por otra parte, presenta toda la rica gama de formas y depósitos existentes en el resto del  rea.

En la fig. 4.11 , pueden observarse los diferentes niveles que se ordenan al E del río de Albentosa. El nivel superior (G_5) está constituido por los retazos orientales de la superficie de erosión de Manzanera. Los profundos cortes del Río Albentosa permiten observar que se trata de un glacis de erosión que bisela la facies conglomerática de edad terciaria que constituyó el último episodio de relleno de la cubeta de Sarrión antes de la deformación de la penillanura fundamental. Este glacis est  cubierto por una capa de gravas angulosas de tamaño mediano, fuertemente encostradas, empastadas normalmente con abundante matriz y con un tono rojizo claro (vgr. inmediaciones de Albento-

-156-



sa). Se trata de un nivel en perfecta concordancia topográfica y morfológica con el glacis cubierto de San Vicente, al N del Mijares. En esta área, además, puede correlacionarse topográficamente, si bien con alguna dificultad, con la primera muesca erosiva que presentan los retazos de penillanura fundamental existentes al S del pico Casulla, entre Villanueva de Viver y Olba.

La superficie de glacis más generalizada G₄, de carácter eminentemente erosivo, es la del nivel encajado inmediatamente en el anterior. Entre Albentosa y Fuen del Cepo toma la forma de cañadas de fondo plano que digitan el glacis cubierto de Manzanera. Hacia el NE, por el Barranco de Linares, se correlaciona con una plataforma de calizas colgadas unos 150 m sobre el Río Mijares y atribuida en IGME (1974,a) al primer relleno terciario de la cubeta de Sarrión (ver cap. 2); en todo caso, se trata de la misma facies que aflora en las cavidades erosivas colgadas existentes al S de Puebla de Arenoso, con las cuales tiene una buena correlación topográfica. Finalmente, hacia el SE, pasa a constituir el fondo de las depresiones de Barracas y el Toro.

Es de destacar en esta área el afloramiento ocasional de conglomerados de cantos angulosos, en facies similar a las de la cubierta de G₅, pero encima de G₄. Pueden

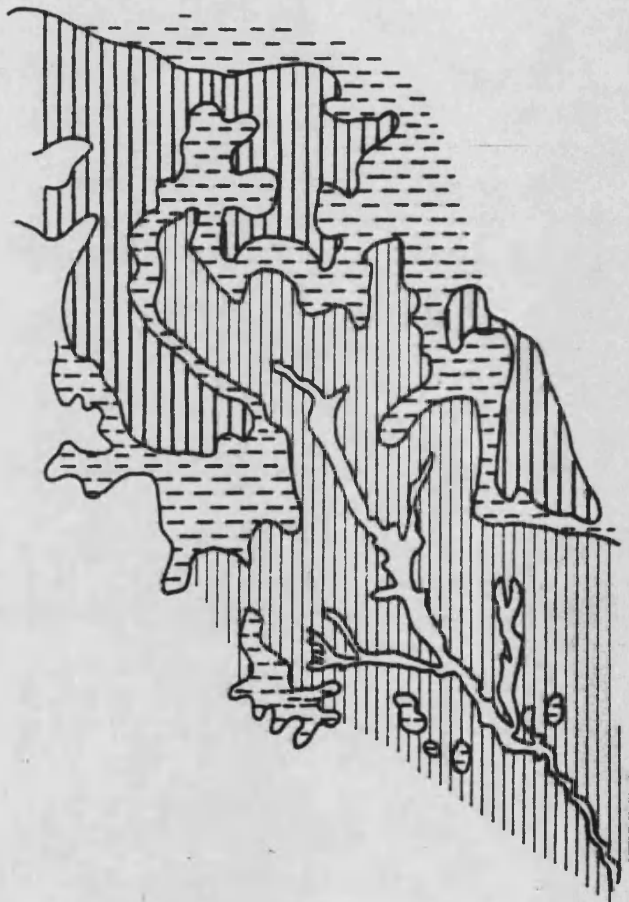
observarse en Barracas, en la trinchera del ferrocarril minero, en donde presentan, a diferencia de los de Alben-tosa, potentes capas de detríticos finos, y en el margen de la carretera que va de Barracas a El Toro a la altura de los kms 2 y 3. Son raros en este área los testimonios de glacis posteriores encajados en los dos niveles hasta ahora descritos y es muy difícil, además, trasladarlos has-ta el Río Mijares, a fin de hacerlos corresponder con los niveles de terraza fluvial. Ello es debido a que los barran-cos de los valles en donde se presentan (Barranco del Lobo, Barranco de Linares) toman contacto con el Mijares median-te una fuerte rampa creada por la incisión postvillafran-quiense de este río; esto conlleva que los glacis y las te-rrazas del nivel T_2 se hayan elaborado por separado y se hallen, a menudo, fuertemente desnivelados. Es preciso tras-ladarnos más al W, en donde la incisión del Mijares es menor, para poder observar los glacis-terrazza cuaternarios. Según SIMON GOMEZ (1984) se encuentran a 25-30 m, 15-20 m y 8-10 m sobre el cauce, tratándose en todos los casos de terra-zas de erosión o terrazas con espesores reducidos (hasta 3 m de espesor en la de 15-20 m). Dado que es difícil asig-nar al Holoceno la inferior y dadas las correspondencias altimétricas de la inferior y la media con T_2 y T_1 del Mi-jares, hay que notar que aparece un nuevo elemento hasta ahora inexistente: un nivel intermedio entre el segundo glacis villafranquiense G_4 y la terraza T_2 . Bien es verdad

que algunos rellanos erosivos del valle del Mijares por encima de T_2 eran difíciles de interpretar como retazos de glacia villafranquienses que, como en el caso de San Vicente, tenían un desarrollo mayor y casi exclusivo en los altos páramos existentes entre el Mijares y el Río Villahermosa. Sin embargo, en otras áreas todavía no analizadas (vgr. alto Palancia) aparecerá con mayor extensión e importancia este nivel intermedio (G_3-T_3).

En la cuenca de la Rambla de la Maimona especialmente en la parte oriental, algunos barrancos afluentes del río principal muestran la gradación de los principales niveles descritos (G_5 , G_4 , G_2-T_2 y G_1-T_1).

La fig. 4.12 corresponde a un pequeño barranco (partidas de Balsa Bajera, Balsa Altera, las Muelas) que labra su cuenca en materiales terciarios. La morfología que originan los sucesivos episodios morfogenéticos es la de concavidades de erosión enlazadas entre sí con rupturas de pendiente; se trata de glacia o simplemente vertientes reguladas que pueden seguirse perfectamente dentro de toda la cuenca, incluso en áreas aledañas. Su interés radica en que ofrece un testimonio importante a la hora de interpretar la organización del drenaje en esta área: G_5 es el único nivel que se muestra grosso modo independiente del drenaje actual. Su topografía final dió lugar posiblemente

te a que el resto de niveles se orientasen ya hacia la red de drenaje que podemos observar hoy, tanto en general hacia la Rambla de Maimona como hacia los principales afluentes de esta rambla.



4.2 AREA DEL PALANCIA.

La cuenca del Río Palancia, como veíamos en el capítulo anterior, ocupa el espacio intermedio existente entre los horst de Espadán y Javalambre-Calderona. Si bien en conjunto se trata de una semifosa tectónica, prolongación meridional de la de Sarrión a través de los páramos de Barracas, pueden distinguirse dentro de ella diversas áreas, desde un punto de vista morfoestructural y litológico.

El escalón del Ragudo separa la parte occidental, calcárea y elevada, del resto del valle, en donde ya domina la fracturación de dirección ibérica; este sector, a su vez, presenta dos tramos bien diferenciados si atendemos a la litología sobre la que se desarrollan los episodios morfogenéticos (calizas jurásicas desde Viver a Segorbe y materiales triásicos desde esta localidad a Sagunto). Estas tres áreas muestran, asimismo, diferencias de índole morfogenética: la de cabecera está caracterizada por una fuerte y continuada erosión, si exceptuamos la cuenca de la Rambla de Orduña cuya morfogénesis, en cuanto a episodios relevantes y formas, se corresponde con la descrita al analizar el sector oriental de la cubeta de Sarrión; el tramo inferior se caracteriza por una relativa simplicidad al dominar profusamente los glaciais y terrazas de los últimos episodios cuaternarios; el tramo intermedio entre el Ragudo y Segorbe,

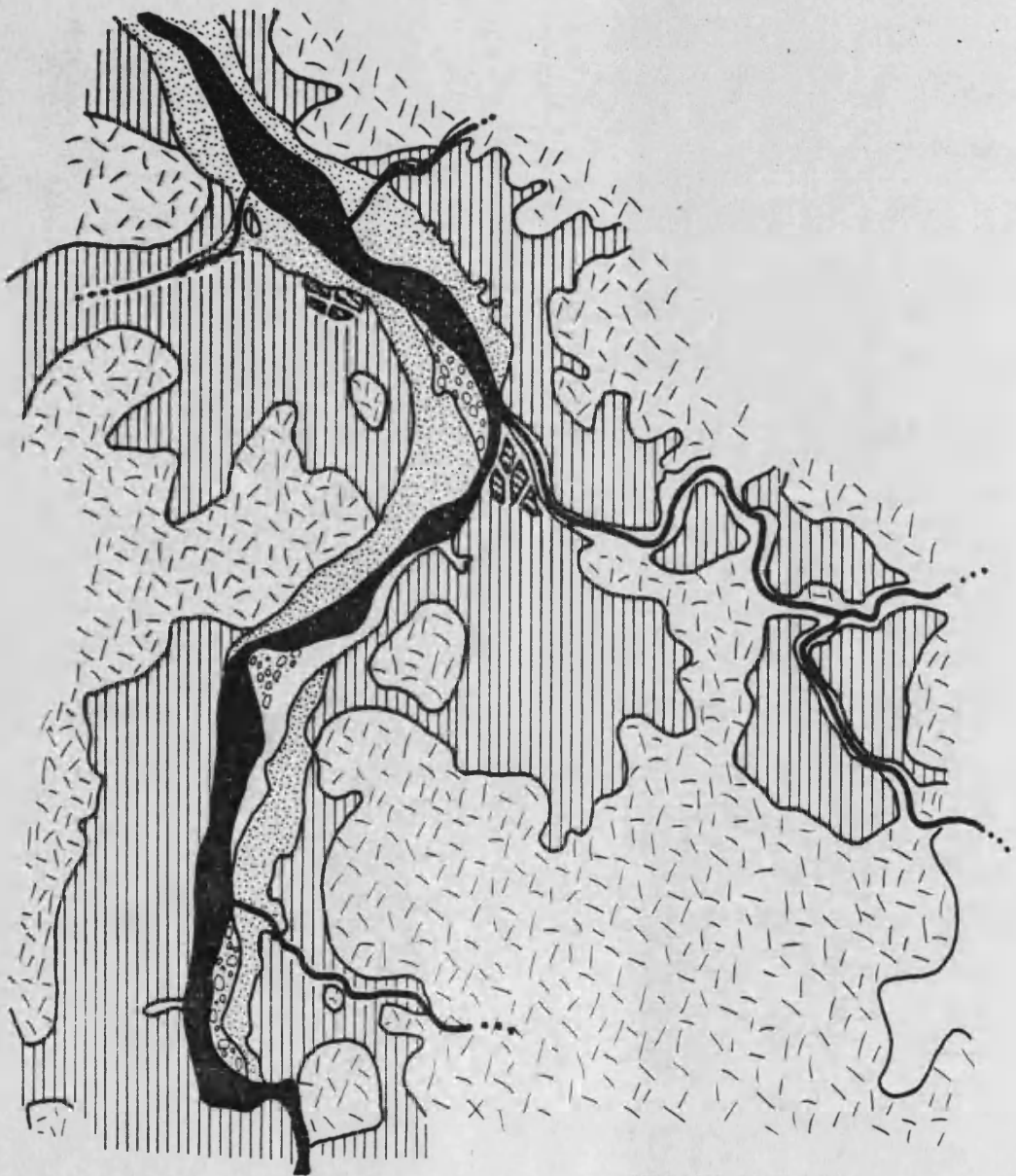
por su parte, es un área en donde la neotectónica y la morfogénesis se han conjugado para configurar uno de los sectores más complejos de toda el área de nuestro estudio.

4.2.1 El valle del Palancia entre Segorbe y el mar Mediterráneo.

En un punto central de este largo corredor, por ejemplo entre Gilet y Estivella, puede observarse perfectamente en torno al Río Palancia el escalonamiento de las últimas terrazas cuaternarias. Como sucede en el Mijares, tres son los episodios morfogenéticos completos, en el sentido de suponer una incisión de la red fluvial seguida de una fase acumulativa. A pesar de las variaciones de las facies de los depósitos entre la cuenca del Mijares y la del Palancia, debidos a la diferente magnitud del aparato hidráulico que los ha depositado y a las peculiaridades litológicas de cada cuenca, la morfología resultante de cada episodio permite correlacionar, sin ninguna duda, estos tres referidos al Palancia con los niveles T_0 , G_1-T_1 y G_2-T_2 del Mijares. El nivel G_2-T_2 adopta una morfología de glacis labrado en materiales blandos prácticamente en todos los puntos de este sector en donde aflora el terciario o el roquedo blando triásico (fundamentalmente del Keuper). Estos glacis pasan en su parte superior a vertientes reguladas de perfil cóncavo (falda meridional de la Ponera-Pe-

trés-; parte NE del Alt de Redona, en Gilet, etc.). Como terraza fluvial puede seguirse hasta Sagunt casi sin discontinuidades, sobre todo en la margen derecha del río: la Séquia de Gausa, que desde Estivella discurre por esta margen, delimita con precisión esta terraza (secano) de las inferiores (regadío) al ajustarse al nítido escalón que las separa. En Estivella presenta una alternancia de estratos potentes de gravas y arenas-limos; su encostramiento es muy desigual, si bien tiende a producirse en capas extensas y gruesas, y es especialmente intenso en el techo, donde presenta un paquete conglomerático muy duro de algo más de 1 m; los cuerpos de detríticos finos tienen una extensión decamétrica, una estratificación planar clara y, en ocasiones, dentro de cada paquete, pequeñas estratificaciones cruzadas métricas. El fortísimo encostramiento del techo de este depósito es el principal factor de su conservación; en Albalat dels Tarongers, entre otros lugares, puede observarse diaclasado y con una ligera carstificación en forma de lapiaz tabular.

El nivel G_1-T_1 se presenta como terraza fluvial en bastantes puntos de este tramo (enfrente de Estivella y de Albalat dels Tarongers, al E de Gilet...). Entre estas dos localidades (ver punto 1 de la fig. 4.13.) puede observarse en su facies más característica: paquetes de gravas con algún lentejón métrico de detríticas finos, con aspecto roji-



zo y con niveles de encostramiento localizados, así como poco potentes. En el basamento de Estivella tiene una facies similar a la descrita, si bien algo más arcillosa y limosa; T_2 en este punto está constituida por sedimentos propios de cono de deyección, con conglomerados de gravas angulosas empastadas en abundante matriz arcillosa y una mayor presencia de estratos de este material; T_0 , por su parte, es una pequeña terraza fluvial claramente encajada en T_1 con una facies limosa-arenosa en techo.

Las diferencias, aparte de presentarse en los materiales, radican en el grado de encostramiento de los depósitos: T_2 está muy encostrada, totalmente petrificada en techo incluso cuando el encostramiento afecta a los paquetes de arcillas; T_1 tiene encostramientos localizados y T_0 , se presenta con materiales totalmente sueltos. En el punto 1 de la fig. 4.14, en donde también pueden observarse conjuntamente T_1 y T_0 , esta última terraza tiene una potente capa en techo de arena fina, dándose la circunstancia de que sólo ella es explotada como gravera de áridos y no T_1 , de depósitos algo más cementados.

El nivel T_1 existe como terraza fluvial en las pequeñas ramblas afluentes del Palancia, como la de Sarvà, (ver fig. 4.13), si bien en facies de materiales dispuestos más caóticamente y con escasas similitudes de un lugar a otro.

No obstante, no suele progresar como glacis a costa del nivel G_2 . En estas pequeñas cuencas intramontanas se manifiesta preferentemente mediante el simple encajamiento de la red fluvial, con ocasional depósito de terraza; en las vertientes reguladas en G_2 , como largas vaguadas que disectan longitudinalmente el plano cóncavo general; sin embargo, en los sectores de relieve más abrupto (vertientes de la Sierra Calderona y Espadán la incisión de la red fluvial previa a los niveles más recientes (G_1-T_1 y T_0) tiende a destruir todo rasgo de superficies anteriores, estando casi todas las vertientes reguladas sobre niveles base asignables a G_1-T_1 .

*

Esta seriación de niveles de terraza, así como el conjunto de facies descritas, pueden seguirse hacia el interior, bordeando el Palancia, hasta la localidad de Segorbe. T_2 es siempre el nivel más generalizado, como sucedía en el área del Mijares y marca el nivel base de los glacis que se extienden en el centro del valle (E de Alfara de Algimia, cuencas bajas del Barranc de Arguines, del Barranco del Juncar y del Barranco de Cabrera) (fig. 4.13), ya sea directamente o a través de la terraza superior de sus principales afluentes. En numerosos puntos pueden observarse cortes de este nivel de terraza, así como de T_1 ; también son frecuentes los lugares en donde pueden verse escalona-

dos los tres niveles de terraza. En Sot de Ferrer puede observarse un depósito de terraza por encima del nivel T_2 , al lado de la cantera que va desde esta localidad a Soneja (km 1). Es el único testimonio encontrado en este extenso sector de niveles intermedios entre T_2 y los glacia villafranquienses, reconocibles algo más al W, en las inmediaciones de Segorbe (1).

Si bien decíamos que en este sector superior las facies de las terrazas del Río Palancia son similares a las descritas aguas abajo, especialmente en lo que se refiere al grado de encostramiento, morfología y altura sobre el cauce, hay que notar un cambio que se presenta ya a la altura de Segorbe: en Peñalba la terraza T_2 , perfectamente individualizada respecto a T_1 en la margen derecha de la Rambla de Algimia, culmina con un cuerpo de tobas sobre las que se asienta esta pedanía de Segorbe. Este hecho será cada vez más frecuente en las terrazas T_2 de la cuenca media-alta del Palancia, si bien sin constituir un fenómeno tan constante como en el valle del Mijares. Es de notar que en ambos casos aparecen a una altura similar, entre 350 y 450 m de altura s.n.m.

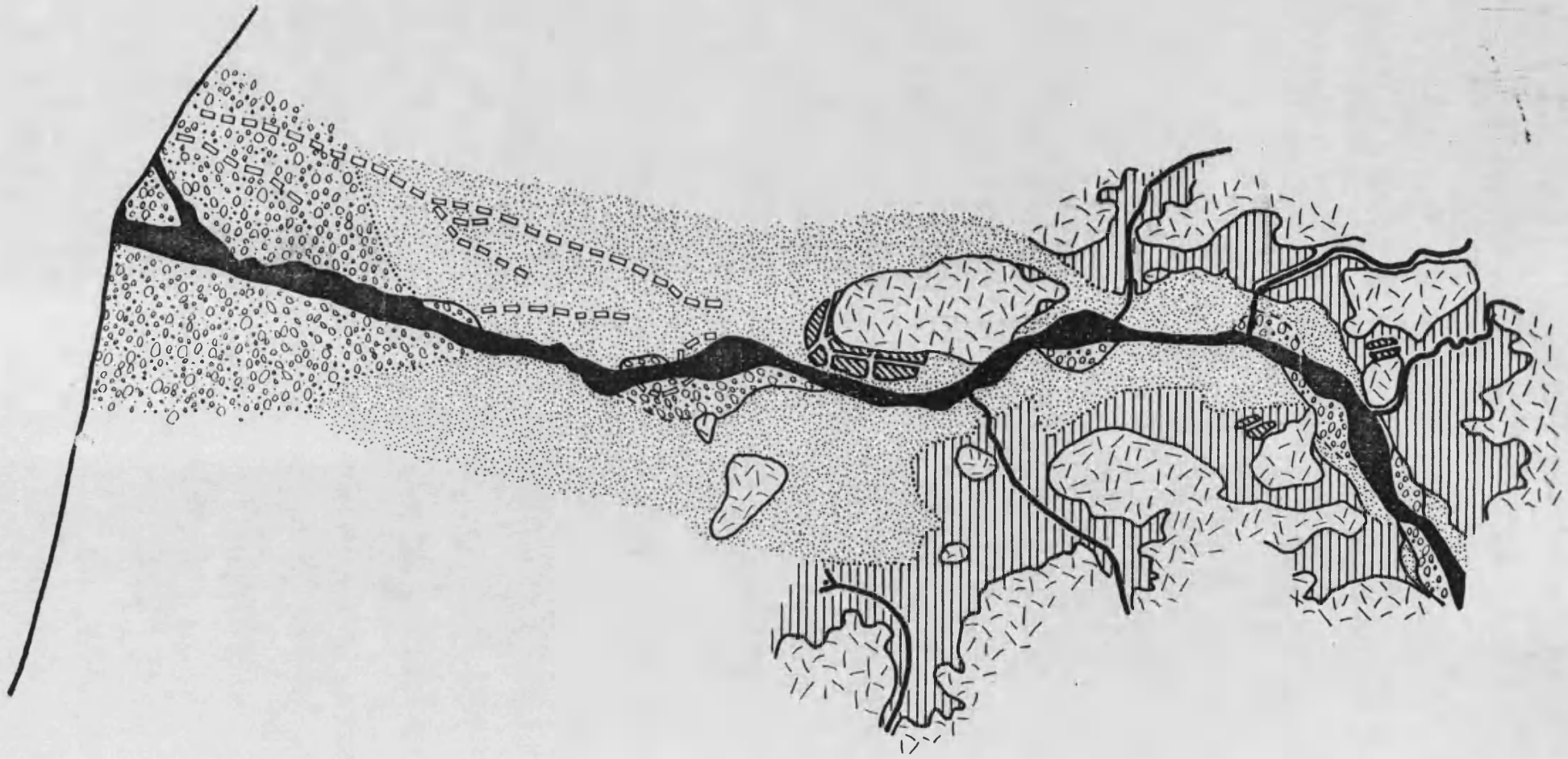
*

(1) Esta área está siendo objeto de estudio con más detenimiento por parte de D^a M.J. ESTRELA NAVARRO, como parte de su Tesis de Licenciatura.

Si, por el contrario, intentamos seguir los niveles de terraza aguas abajo del tramo central elegido para definirlos, nos encontramos con algunas dificultades. Estas son debidas a dos motivos: en la parte final del Palancia cada vez son más frecuentes las terrazas erosivas formadas durante las fases de incisión posteriores a los episodios de acumulación de las distintas facies, correspondiendo o no a cortos lapsos de estabilidad; asimismo, a partir de Petrés los depósitos del nivel T_1 empiezan a cubrir a los del nivel T_2 .

La fig. 4.14 muestra las relaciones entre T_2 y T_1 en el área del abanico aluvial del Río Palancia e inmediaciones del piedemonte septentrional (Pic dels Corbs, Barranc de Bodilles, etc.). El abanico aluvial pasa en su zona apical, sin solución de continuidad, a la terraza T_1 del Palancia, por lo que cabe atribuir una edad bastante reciente al momento de culminación del edificio sedimentario. Este, sin embargo, está sustentado por depósitos en facies T_2 , que afloran ocasionalmente entre las graveras del cauce actual y que, posiblemente, tuviesen una geometría similar a la del abanico que hoy vemos pero con una cota algo menos elevada.

La margen derecha del río, en el ápice del abanico (Gilet), está constituida, sin lugar a dudas, por el nivel de



terrazza T_1 ; esta terraza está encajada unos 3 m en los depósitos de un cono de deyección formado por el barranco que baja del Racó de Gausa (T_2). En la margen izquierda, por el contrario, la misma terraza pasa sin ningún escalón al glacis-vertiente de Petrés; este glacis-vertiente, por su morfología y por presentar una débil cubierta de brecha de ladera totalmente cementada, cabe correlacionarlo con las formas de erosión-depósito generadas durante la fase de estabilidad G_2-T_2 . La aparente contradicción se resuelve si observamos cómo los depósitos del cono anteriormente citado, en su parte oriental, y los de los conos de deyección que descienden de la Rodana, inicialmente con depósitos muy encostrados y con morfología de T_2 , se sumergen bajo los mantos aluviales de facies T_1 .

A la altura del puente sobre el Palancia de la carretera Petrés-Sagunt pueden observarse, superpuestas, las dos facies: en la margen izquierda un corte de unos siete metros presenta una base de 2 m de gravas heterométricas, dispuestas en clara estratificación planar, o cruzada de bajo ángulo, y muy encostradas (T_2), sobre las que descansan unos 2-3 m de gravas heterométricas más masivas, con encostramientos localizados, más fuertes en el techo (T_1), y unos 2-3 m superiores de limos algo nodulados que culminan con gravilla fina suelta; la margen contraria, presenta similares características en sus tramos inferior y medio, faltan-

do el superior de limos y con un encostramiento más fuerte del tramo medio en el techo; en ambos casos el tramo medio, claramente en discordancia erosiva respecto al tramo de la base, presenta trozos del conglomerado inferior.

El tramo medio del corte descrito anteriormente (T_1) se puede observar, en facies similar, aguas abajo de Petrés. Delante de Sagunto, esta facies de terraza sigue teniendo una granulometría heterométrica, presentando encostramientos en bandas finas y englobando cantos de brecha más antigua, y pasa en techo a limos masivos, correlacionables con el tramo superior del corte anterior. Un corte a la altura del punto 2 de la fig. 4.14, muestra únicamente la capa superior de limos arenosos masivos, con una potencia de unos 5 m y un nivel de gravilla fina suelta en el techo de idénticas características al descrito en Petrés. Estos limos están nodulados en su conjunto, y más intensamente cerca del techo, por lo que no cabe confundirlos con los limos que coronan la terraza holocena (T_0), con mayor proporción de arena y con un tono más grisáceo.

No quedaría completa la descripción de esta interesante área si no nos refiriesemos a la cartografía y seriación cronológica que se ofrece en IGME (1974,e), particularmente completa y sólida. Los autores de la cartografía geológica destacan la existencia de 5 niveles de terraza, de las cuales, la quinta, parece corresponder a las barras de

canal del cauce actual; la cuarta y la tercera son asignadas al Pleistoceno Superior y suelen identificarse con nuestros niveles T_1 y T_0 y, finalmente, la segunda y primera son atribuidas al Pleistoceno Medio, correspondiendo la superior a nuestro nivel general T_2 y la inferior a una terraza erosiva que a veces puede cartografiarse entre T_2 y T_1 . Asimismo puede extraerse una interpretación paleoclimática y/o paleoambiental de los diferentes depósitos y formas:

a) sus depósitos de piedemonte ($Q_1^2 L$) y coluvión en orla ($Q_1^2 Co$) son contemporáneos a la primera terraza; el primer tipo ha sido generado bajo clima templado y lluvias torrenciales.

b) los conos de deyección están encajados en la formación anterior, y aparecen fuertemente encostrados, como aquellos mismos depósitos (fase árida).

c) Tras los dos encajamientos de la red fluvial (terrazas T_1 y T_2) se genera un tercer nivel de terraza, ya en el Pleistoceno Superior, que se prolonga en la costa, espacial y temporalmente, con la formación de un abanico fluvial de tipo deltaico, al que atribuyen, por los datos que ofrece DUPUY DE LOME (1959) una potencia entre 60 y 100 m; se trata de un área costera subsidente, en la línea de la hipótesis articulada por ROSSELLO VERGER (1969).

d) Sincrónicamente a la construcción del techo del abanico deltaico se genera el cuarto nivel de terraza que enlaza con unos mantos de arroyada correspondientes a un

pluvial; posteriormente a la formación de estos mantos tiene lugar otra fase árida que produce otro nivel de encostramiento.

e) finalmente, ya durante el Holoceno, se desarrolla un ulterior nivel de terraza fluvial y el cordón litoral actual, que cierra unos espacios de albufera en donde se depositan limos y arcillas en ambiente mixto.

En el cuadro 4.I pueden apreciarse las correlaciones entre los episodios descritos por el IGME (1974) y los interpretados en nuestro análisis. Es fácil observar que las diferencias son mínimas y que atañen principalmente a los niveles de terraza. En nuestra interpretación se consideran algunos apartados de la cartografía del IGME como diferentes ambientes genéticos ligados a un único nivel cuaternario.

4.2.2 El valle del Palancia entre Segorbe y Begís.

El Palancia medio-alto, aguas arriba de Segorbe, cambia de marco litológico, al pasar de un área de yesos, areniscas y calizas a otra eminentemente calcárea. Este cambio va unido a otro de índole morfogenética dado el desarrollo de un nivel intermedio (G_3-T_3) entre la terraza superior descrita en líneas anteriores y los niveles villafranquienses. Asimismo, se manifiesta muy claramente un episodio de fracturación, perceptible a partir de las relaciones geométricas entre estos niveles superiores.

Este sector ha sido tratado ya por diversos autores, si bien desde ópticas diferentes. Los autores de la cartografía geológica (IGME, 1974, c y 1977, d) lo han hecho desde la sedimentología, dadas las directrices generales de este tipo de trabajos. Por su parte, SIMON GOMEZ (1984) lo ha hecho preferentemente desde el punto de vista tectónico, sin descuidar, no obstante, el geomorfológico. Este será nuestro hilo conductor en un intento de integrar todos los elementos resaltados ya, o los analizados en el curso de esta investigación.

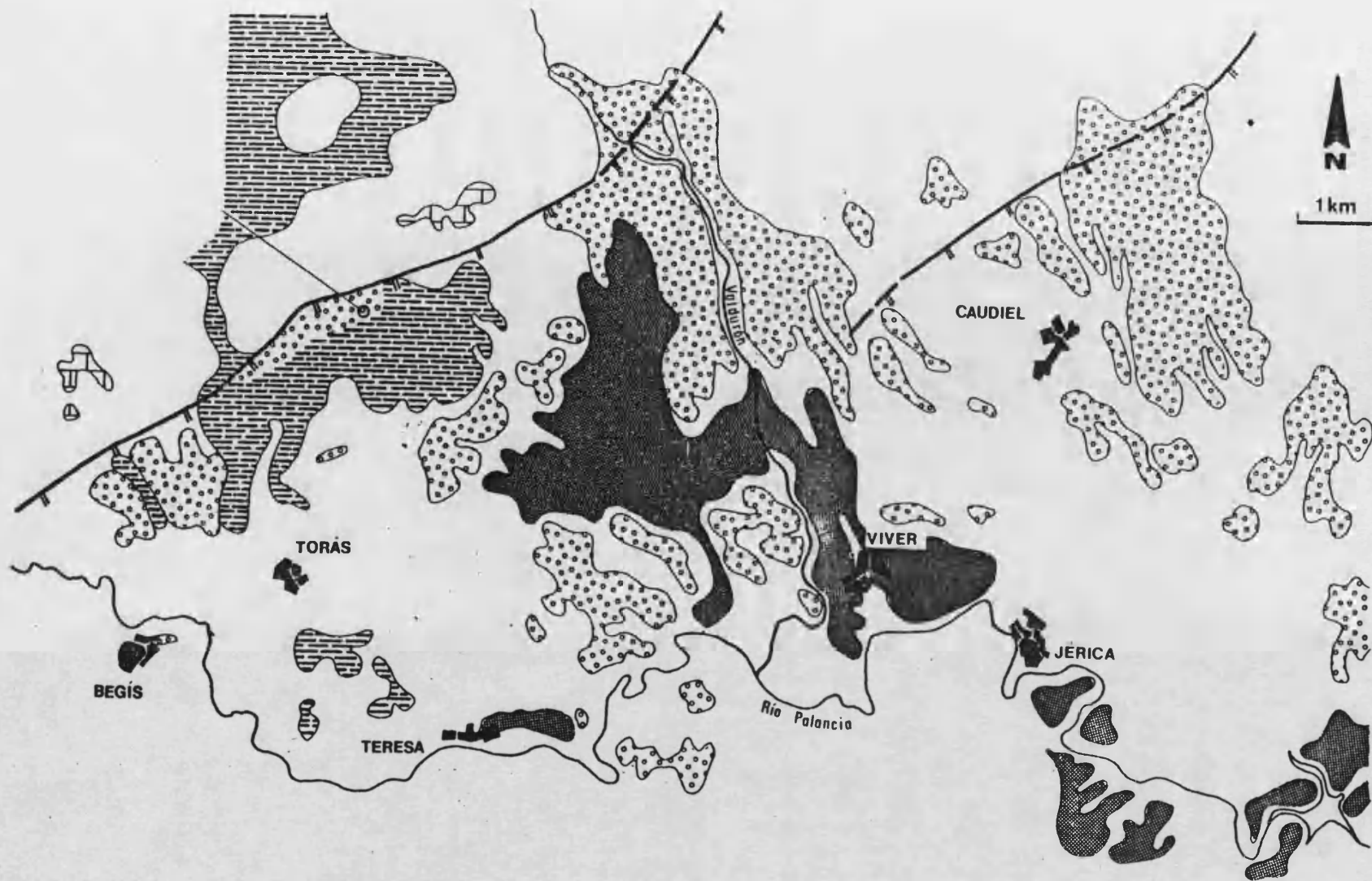
En IGME (1977,a) se cartografía un conjunto sedimentario de arcillas, conglomerados y calizas lacustres que se atribuye al Plioceno Superior en base al hallazgo de una fauna de gasterópodos. Excepto algunas excepciones, el per-

fil de este conjunto sedimentario coincide con el de dos grandes plataformas con morfología de cono de deyección, la del Barranco del Hurón, que arranca del escalón del Ragudo, y la de Caudiel, que desciende del macizo de Palomas.

SIMON GOMEZ (1984) interpreta dentro de este conjunto sedimentario señalado, dos secuencias diferentes. Para este autor, la que contiene la fauna del Plioceno Superior corresponde a los depósitos de las superficies de erosión-sedimentación que se generan tras la deformación de la penillanura fundamental (formación de Sarrión). La otra secuencia es la que corresponde a los depósitos de los abanicos del Barranco del Hurón (1) y de Caudiel, desarrollados tras un episodio de fracturación que afecta al segundo nivel villafranquiense (claramente visible según este autor en el Ragudo). Estos abanicos presentan depósitos detríticos en la base y zonas proximales, culminando en las distales con una secuencia palustre de arcillas, margas, tobas y, en algunos puntos, una tabla de caliza travertínica con estructuras algales, diferente de la que corona en algunos lugares la formación de Sarrión. En la fig. 4.15 puede observarse la disposición espacial de estos niveles (G IV y G III para este autor) así como el glacis-terrazza G II-T II, formado por una serie de vaguadas erosivas encajadas en los abanicos de Valdurón y Caudiel. Este último nivel, hacia el

(1) Abanico de Valdurón, según su terminología.

-176-



Palancia, pasaría lateralmente a cuerpos de calizas tobáceas con espesores de más de 25 m .

*

Son varias las objeciones que deben hacerse a este esquema morfogenético y se centran preferentemente en las fases desarrolladas desde los niveles villafranquienses hasta G II-T II. En primer lugar cuestionamos que el nivel afectado por la fracturación que desencadenará la génesis de los abanicos de Valdurón y Caudiel afecte al segundo nivel villafranquiense, y no únicamente al primero. A nuestro entender, en la parte elevada del escalón (llano de Barracas) se detecta la presencia de ambos niveles; el superior, del que quedan escasos restos en forma de rampas erosivas en calizas y mogotes aplanados (Cerro de los Pastores), está afectado por una fase de karstificación que genera poljés (navajo de la Masía del Loro) y dolinas. La plataforma calcárea del apeadero de Torás-Begís y el corredor que utiliza el ferrocarril para superar el escalón del Ragudo, también lo están. Así pues, estos elementos asignados por SIMON GOMEZ (1984) a su nivel G IV, serían en realidad G₅. A nuestro entender G₄ correspondería a la superficie inferior del llano de Barracas-El Toro y a los propios abanicos. No obstante, las pruebas que proporciona el escalón del Ragudo, como sector de enlace entre los páramos de Barracas y la cubeta de Viver, son escasas.

En segundo lugar, hay que precisar las características litológicas y genéticas de los abanicos de Valdurón y Caudiel. En la Masía de Novales las trincheras de los ferrocarriles (minero y RENFE) exhuman un potente corte de arcillas rojas con niveles de cantos angulosos en sucesión rítmica y estratificación planar, de facies muy similar a la de la formación Sarrión; la datación como Plioceno Superior del IGME (1977,a) corrobora esta identificación. El techo de estas arcillas es uno de los últimos retazos conservados de los abanicos de Caudiel, ya en una localización muy distal. Dado que es difícil pensar que estos depósitos sean de los abanicos (incluso considerándolos del segundo nivel villafranquiense), hay que resaltar su carácter de superficie de erosión; este hecho se repite en otros lugares en donde la superficie llega a biselar facies de Keuper y Muschelkalk: se trata en realidad de extensos glacis-cono con acumulaciones detríticas principalmente en las partes apicales y algunas calizas de "playa" en las distales.

En tercer y último lugar hay que distinguir dentro del nivel cartografiado por SIMON GOMEZ (1984) como G II-T II, dos niveles morfogenéticos al menos: el superior son las vaguadas erosivas que pasan a formaciones de tobas en las inmediaciones del Palancia, citadas anteriormente; el inferior es una terraza colgada unos 30 m sobre el cauce, con características morfológicas y sedimentarias semejantes

a la que hemos reconocido como T_2 en el valle medio y bajo del río; entre Viver y Teresa, unos 2 km al W de la primera localidad, puede verse claramente encajado el nivel inferior en el superior; mientras tanto, la terraza T_1 se puede observar regularmente en las márgenes del río.

Proponemos, pues, algunas precisiones a la cartografía y al modelo evolutivo propuesto por SIMON GOMEZ (1984) para esta área. Este tendría los siguientes elementos:

- un episodio de fracturación, quizá ayudado por la intensa karstificación del nivel villafranquiense afectado (G_5), crea el escalón del Ragudo, y hace que al E de esta fractura se pase de unas condiciones endorreicas a otras de intenso vaciado.

- este hecho, así como la respuesta a la misma fracturación, contribuyen a la elaboración de glacis-conos (G_4); las condiciones endorreicas se restringen al centro del área (entre Viver y el Regajo).

- se advierte una prolongación de la fracturación anterior a modo de fracturación post- G_4 , observable en las fallas de los fanglomerados del Ragudo, generados tras la deformación de G_5 , y en ciertas anomalías de las direcciones de drenaje en el sector del Regajo; este episodio puede ser la causa de que se desencadene otra fase de erosión (G_3) con deposición de tobas (T_3) en los lugares más deprimidos

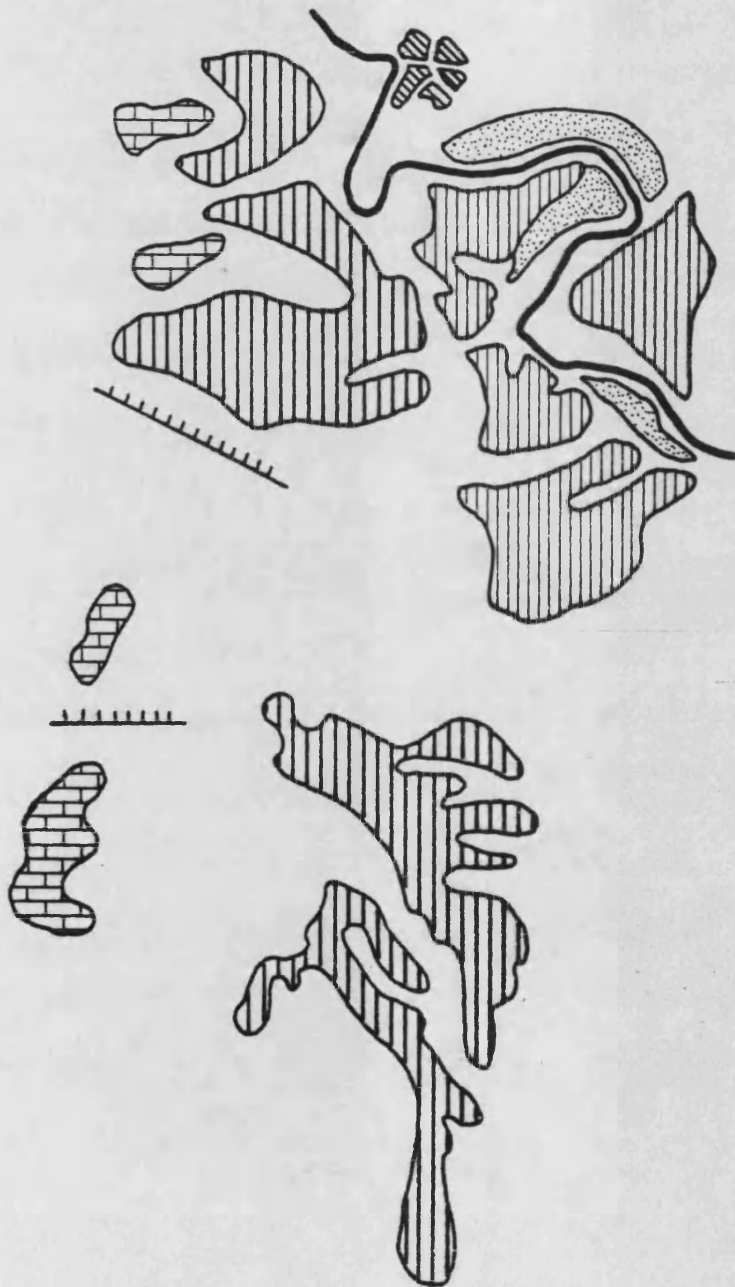
(Tobas de Viver y de Navajas).

- finalmente, se desarrollan los dos episodios de erosión y formación de terrazas comunes al resto de la cuenca del Palancia (T_2 y T_1).

En las figs. 4.16 y 4.17 puede observarse en detalle la seriación de niveles en dos de las áreas de mayor interés. Debemos referirnos a ellas pues nos proporcionan en buena medida los testimonios que permiten verificar nuestras hipótesis:

- en Jérica, sobre retazos de la penillanura fundamental se elabora un glacis erosivo en calizas con desarrollo de un pequeño polje. En él se encajan directamente los glacis-terrazas del nivel G_2 , que se extienden al S de la localidad. Entre G_5 (observable también en el montículo de la ermita de San Roque) y G_2-T_2 se intercalan los retazos erosionados de la superficie de Valdurón (G_4) y las formaciones tobáceas de Viver, encajadas en éstos (T_3).

- en la cara E de la Muela (S de Jérica), se desarrolla, a partir de un plano de falla que deforma la penillanura fundamental, un glacis erosivo en calizas que pasa rápidamente a una formación detrítica grosera. En superficie, esta formación muestra todos los aspectos usuales de la cubierta de los glacis villafranquienses (costras hojosas, conglomerados poco cementados con cantos gruesos y muy redondeados, etc.). En esta rampa se encaja otra que, hacia



Navajas, pasa a tener las tablas de calizas lacustres con estructuras algales propias de los tramos distales de G₄. Por debajo de estas calizas, en el congosto de Navajas, se desarrolla una plataforma de tobas masivas que queda por encima de la terraza T₂ del Palancia; esta terraza puede observarse tanto al NW de Segorbe, a la salida del congosto, como en su entrada: es el soporte de la presa del Regajo.

4.3 EL SECTOR DEL RIO TURIA.

El último sector que vamos a considerar es el del Río Turia, en el tramo que se extiende desde su confluencia con el Río Tuéjar hasta el mar. En esta área, la red fluvial está enmarcada por la estructura antiformal de Javalambre-Calderona y el sinclinal colgado de Utiel-Buñol. Las fallas que contribuyeron a formar la penillanura fundamental (especialmente el escalón Higuieruelas-Puçol), y las paralelas a la estructura sinclinal de las Sierras de Utiel-Buñol) han reafirmado posiblemente a la arteria principal en su emplazamiento previo.

Entre ambas morfoestructuras, sin embargo, la caótica disposición de los bloques, tanto en sentido transversal como paralelo a las alineaciones ibéricas, ha dejado su impronta en la estructura de la red actual, y con ello, en la configuración de los sectores morfogenéticos. Tres son los que distinguiremos en esta área: el estrecho valle del río principal, la cuenca del Barranc del Carraixet y la cuenca media-baja de la Rambla Castellarda. Incluimos el segundo subsector debido a que, si bien no está jerarquizado por el Río Turia, participa de las características morfoestructurales del conjunto.

4.3.1 El Barranc del Carraixet.

La cuenca del Barranc del Carraixet se orienta NW-

SE, siguiendo las direcciones ibéricas y acuñándose entre la del Río Palancia y la del Río Turia. Sus dimensiones son reducidas (el barranco principal recorre unos 50 km) y pueden diferenciarse en ella dos partes, una montañosa al N y NW y otra baja -llanura cuaternaria salpicada por algunos cerros miocenos- al S (SAIZ BUENDIA, 1972, p.67). El área montañosa ocupa poco más de la tercera parte de la extensión total; en ella el roquedo pertenece casi exclusivamente al tramo inferior y medio del Triásico.

La separación entre ambos sectores es debida al juego local del escalón Higuieruelas-Puçol en forma de fallas superficiales, norteadas respecto a la orientación del desgarramiento profundo (ver apartado 3.2.2). Según BRINKMANN (1931), esta reactivación tectónica distensiva deforma la penillanura fundamental, presente en las calizas algales de la plataforma Burjassot-Llíria y, en forma de superficie de erosión, en el pico dels Rebalsadors. Este autor, sin embargo, atribuye este hecho a la acción de una flexura y no a una fracturación.

El enlace entre la acumulación lacustre de Burjassot-Llíria y la superficie de Rebalsadors, puede establecerse a través de pequeños retazos de superficies de arrasamiento que coronan algunos de los bloques triásicos que, en gradería, descienden desde el eje de la Sierra Calderona hacia el SE, como la Penya Roja.

El hundimiento de la parte sur de la cuenca ha propiciado el desarrollo de abanicos aluviales que, al coalescer, han formado el amplio piedemonte que se extiende al N de Bétera, desde Rafelbunyol a Marines Nuevo. Hay que esclarecer, no obstante, cuál ha sido el episodio de fracturación que ha propiciado el desarrollo de los conos; en principio, las dos hipótesis a considerar son el desarrollo a partir de la deformación de la penillanura fundamental o bien el desarrollo a partir de un episodio de fracturación postvillafranquiense. Pensamos que esta última hipótesis es la que ofrece un mayor grado de verosimilitud.

No existen pruebas incontestables (en esta área) de una superficie de erosión de edad villafranquiense, semejante a las que se han formado en otros lugares. Sí se dan, no obstante, algunos elementos que permiten reconocerla. El componente del relieve designado en la toponimia local como "lloma" (lloma de Maimona, Xartaumes, de la Torreta, del Aljepsar, de Manguilla, les Llomes, etc.) suele hacer referencia a montículos de cumbre aplanada labrados con frecuencia en Terciario y ocasionalmente en facies blandas del Júrásico, con una altura semejante y una vergencia SE similar a la de los abanicos aluviales antiguos; en contraposición, estos son designados con el término de plans (pla del Soldat, de l'Estepar, de Colom). Estos montículos, en IGME (1973, b) son cartografiados como Cuaternario antiguo o como Tercia-

rio cubierto por una costra de inicios del Cuaternario; no es difícil reconocer en alguno de ellos, gravas gruesas redondeadas en facies semejantes a las que en otros lugares se han reconocido como villafranquienses. Por otra parte, en el mismo IGME (1973,b) se cartografía uno de estos retazos (inmediatamente al N del sanatorio de Portacoeli) como Pliocuaternario, quizá al presentar una potente acumulación de arcillas rojas coronadas por gravas, debajo de una costra semejante a las más antiguas; efectivamente es difícil considerar estos depósitos como terciarios, al estar situados sobre una de las fallas superficiales que contribuyeron a deformar la penillanura fundamental. En ellos se encaja el ápice de uno de los abanicos aluviales encostrados que forman el piedemonte de Bétera.

Todo ello nos ha llevado a considerar la existencia de una superficie grosso-modo aplanada, correlacionable con las que en otros sectores considerábamos como villafranquienses. Es preciso insistir en que, al haberse labrado básicamente sobre materiales blandos terciarios, apenas ha podido conservarse como superficie aplanada, como ocurre en otros lugares.

Este nivel villafranquiense presenta signos inequívocos de haber sido afectado por un episodio de fracturación, por otra parte ya documentado en otros lugares del ámbito mediterráneo, detectado al N y S del área y recono-

cido dentro de ella (área del Ragudo). Las fallas cuya actuación es más evidente son producto, en todas las ocasiones, de la reactivación de las fallas superficiales ligadas al juego del escalón Hiqueruelas-Puçol. Asimismo, es probable que la manifiesta linealidad del tramo medio del Barranc del Carraixet, adosado a la plataforma calcárea de Burjassot-Llíria, sea debida también a la reactivación de esta falla en este episodio. Por otra parte, hay que señalar que la actividad de estas fallas no cesó en este momento; al menos dos lugares con fallas recientes se han destacado en este área: por un lado, una vertiente regulada en las cercanías del Garbí (SIMON GOMEZ, 1982) con un nítido plano de falla, y por otro, la interrupción brusca de los depósitos aluviales encostrados del abanico aluvial de Portacoeli, a la altura del Campamento Militar de Bétera.

La fracturación postvillafranquiense debió crear un marco adecuado para el inicio de una sedimentación en ambiente de abanico aluvial; el factor tectónico es considerado como el principal determinante de la génesis de este tipo de formas, especialmente cuando son de medianas y grandes dimensiones -nuestro caso- (BULL, 1977). Esto nos da un límite temporal inferior para este episodio morfogenético que habría que situarlo, al igual que indica IGME (1973,b), al final del Cuaternario antiguo. El límite superior, por el contrario, habrá que determinarlo a partir de secuencias sedimentarias posteriores.

Dos son en esta área los tipos de depósitos claramente diferenciables a la hora de establecer una cronología relativa de los episodios morfogenéticos. Por una parte, están los propios de los abanicos aluviales, en su facies de water-laid dep. o debris-flow dep. (terminología adoptada de BULL, 1977, pp.234-236); a la primera subfacies habría que asignar, tanto los channel-bar de gravas heterométricas y subredondeadas a subangulosas que constituyen la mayor parte de las láminas de los detríticos gruesos, como algunos sieve-deposits; a la segunda subfacies, las capas de arcillas y limos rojizos y ocres, que llevan intercalados frecuentemente niveles o elementos sueltos de cantos o gravas.

Estas capas son masivas en las zonas terminales, donde alcanzan espesores de varios metros; en las apicales, por el contrario, se sustituyen más rápidamente (espesores decimétricos y ocasionalmente métricos) y tienen menores extensiones laterales. Asimismo, muestran un diferente comportamiento frente al encostramiento que afecta al conjunto de sedimentos. Las arcillas y limos están sueltos o presentan algún nivel de nodulación; las gravas, en general, están fuertemente encostradas.

Sobre este primer tipo de depósitos se superpone, cubriéndolo o encajándose en él, un segundo tipo de materiales, con dos subfacies semejantes a las descritas anterior-

mente. Las diferencias radican en el grado de encostramiento de los materiales: en esta última serie de depósitos es casi nulo en las subfacies arcillosas y parcial en las de detríticos gruesos. Otra diferencia reside en la mayor heterometría de los materiales gruesos. Se trata, como en el caso anterior, de depósitos "torrenciales" (en el sentido utilizado en PEREZ CUEVA, 1977) que progradan, tras un periodo de incisión, los abanicos anteriores, y que tienen, por su propia dinámica deposicional una gran variedad de facies.

Es extraño, aunque no difícil, encontrar en contacto ambos tipos de depósitos. En el barranco que desciende de la Cartuja de Portacoeli, a la altura del sanatorio, se pueden observar pequeños retazos de los más recientes encajados como terraza en el ápice del abanico que forman los más antiguos. Aguas abajo, en la confluencia de este barranco con el Barranco del Cirerer, pueden observarse los depósitos recientes, en facies de channel-bar de gravas heterométricas y sueltas; están coronando una columna sedimentaria integrada, en muro, por limos con niveles de cantos pequeños empastados y nódulos calcáreos, y en el tramo central por un channel-bar de gravas más homométricas y totalmente cementadas. También llegan a cortar, en contacto erosivo estos depósitos antiguos. Si aplicamos criterios regionales, la edad atribuible a estos depósitos recientes es, con bastante probabilidad, la de Pleistoceno Superior, al pasar

lateralmente a constituir la primera terraza generalizada del Barranc del Carraixet (equivalente a la T₁ definida en las áreas del Palancia y MIjares); en IGME (1973,b) también se sustenta esta misma opinión.

4.3.2 El valle del Río Turia.

Una constante en el tramo final del Río Turia es la poca extensión del área lateral que afluye directamente al río. Por el N, la Rambla Castellarda discurre paralela a él hasta que confluye entre Pedralba y Vilamarxant; el Barranc del Carraixet, como hemos visto en el apartado anterior, capta todo el drenaje que, en otras condiciones, recibiría el río desde la Sierra Calderona. Por el S, la Rambla del Poyo hace algo similar, jerarquizando las aguas que descienden de las montañas existentes al NW de Chiva y las que podrían afluir procedentes de la Sierra Perenxisa y de Godelleta. Unido a esto, el profundo encajamiento del río hasta las inmediaciones de la costa y la acción erosiva de la red que afluye directamente a él han configurado un valle estrecho y abrupto en donde las formas que marcan casi exclusivamente los distintos episodios morfogénéticos cuaternarios son las terrazas fluviales de la arteria principal. Al contrario de lo que hemos señalado en el valle medio del Río Palancia, aquí apenas tienen desarrollo los glacis y otras formas que indiquen fases de estabilidad morfogénica.

Las terrazas fluviales han sido estudiadas en un reciente trabajo (CARMONA GONZALEZ, 1982), en el que se abordan principalmente aspectos sedimentológicos. No se descuida, sin embargo, el dar una cartografía de los distintos niveles y una propuesta cronológica, si bien en este campo la autora sigue la hipótesis formulada por IGME (1974, g y h).

En las figs. 4.18 y 19 se pueden apreciar los niveles de terraza existentes entre Gestalgar y Mislata. Las características sedimentológicas que atribuye CARMONA GONZALEZ (1982, pp. 59) a cada uno de ellos son las siguientes:

a) Nivel Holoceno: ausencia de encostramiento y predominio de las texturas finas, culminando los 2-3 m de potencia con una facies limosa.

b) Nivel Pleistoceno Superior: facies de gravas pequeñas y medianas alternando con subfacies arenosas; encostramiento casi nulo; potencia total y altura de terraza, unos 5-10 m.

c) Nivel Pleistoceno Medio: facies de gravas más gruesas, con menores intercalaciones de materiales detríticos finos; encostramiento notable en el techo, en donde suele presentar un nivel de limos; potencia entre 15 y 20 m y altura cercana a los 20 m.

d) Nivel Pleistoceno Inferior: facies de gravas

encontradas pero, a diferencia de la anterior, con cantos alterados; una potencia mayor (25-30 m visibles) y una altura también mayor.

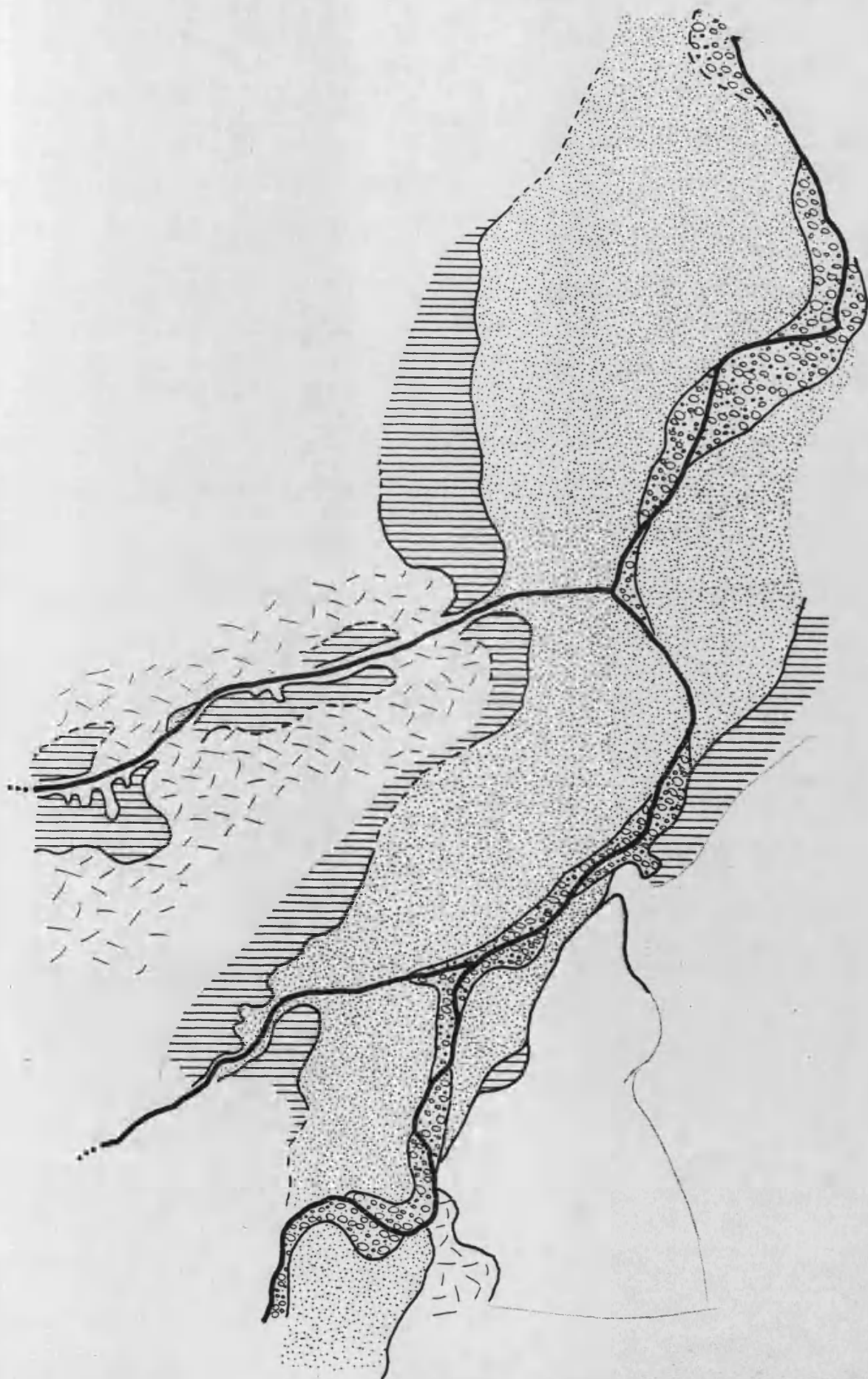
En IGME (1974,h y 1974,g) se dan dos interpretaciones acerca del número de terrazas, a pesar de haber sido realizadas ambas hojas por los mismos especialistas. En la hoja de Valencia, se distinguen cuatro niveles: a 2 m, 8-10 m, 15 m y 20 m respectivamente, coincidentes grosso modo con los de Carmona Gonzalez. En la hoja de Burjassot, por el contrario, se distinguen dos niveles más, al añadir a los descritos una terraza a 35 m y otra a 50 m ; en el Cuadro 4.II puede observarse la correspondencia entre los niveles de ambas hojas.

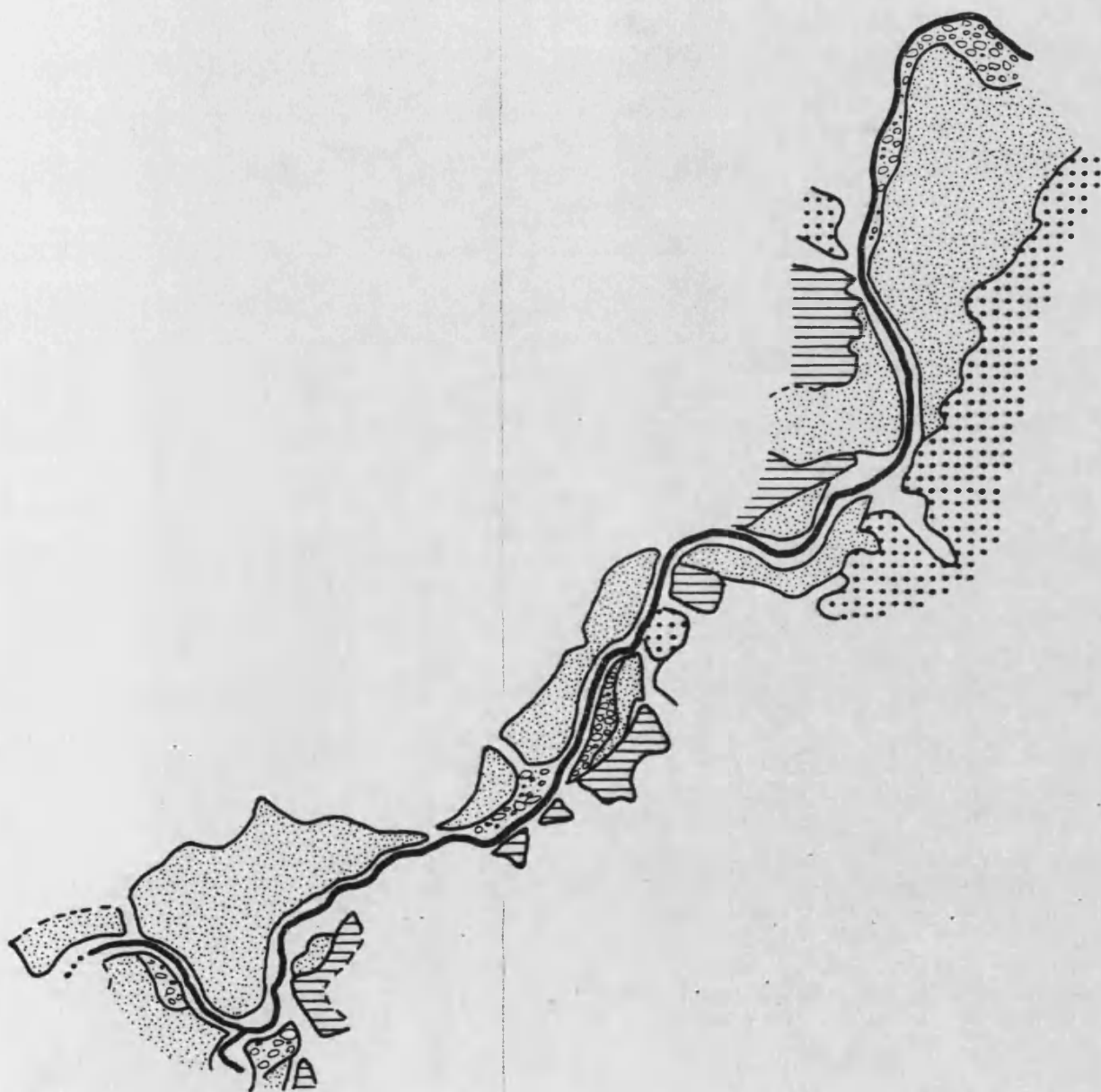
Desde una perspectiva cartográfica, las únicas terrazas que se desarrollan ampliamente en ambas hojas son la Holocena y las del Pleistoceno Superior. La terraza del Pleistoceno Medio no llega a ser cartografiada en la hoja de Valencia; en la de Burjassot parece corresponder a un retazo de gravas redondeadas de origen fluvial existente en La Eliana. La terraza más antigua tampoco llega a ser cartografiada si bien debe suponerse que corresponde a la superficie de colmatación existente al S del río, entre Manises y el Depósito de Aguas de Valencia, que culmina con una potente costra calcárea.

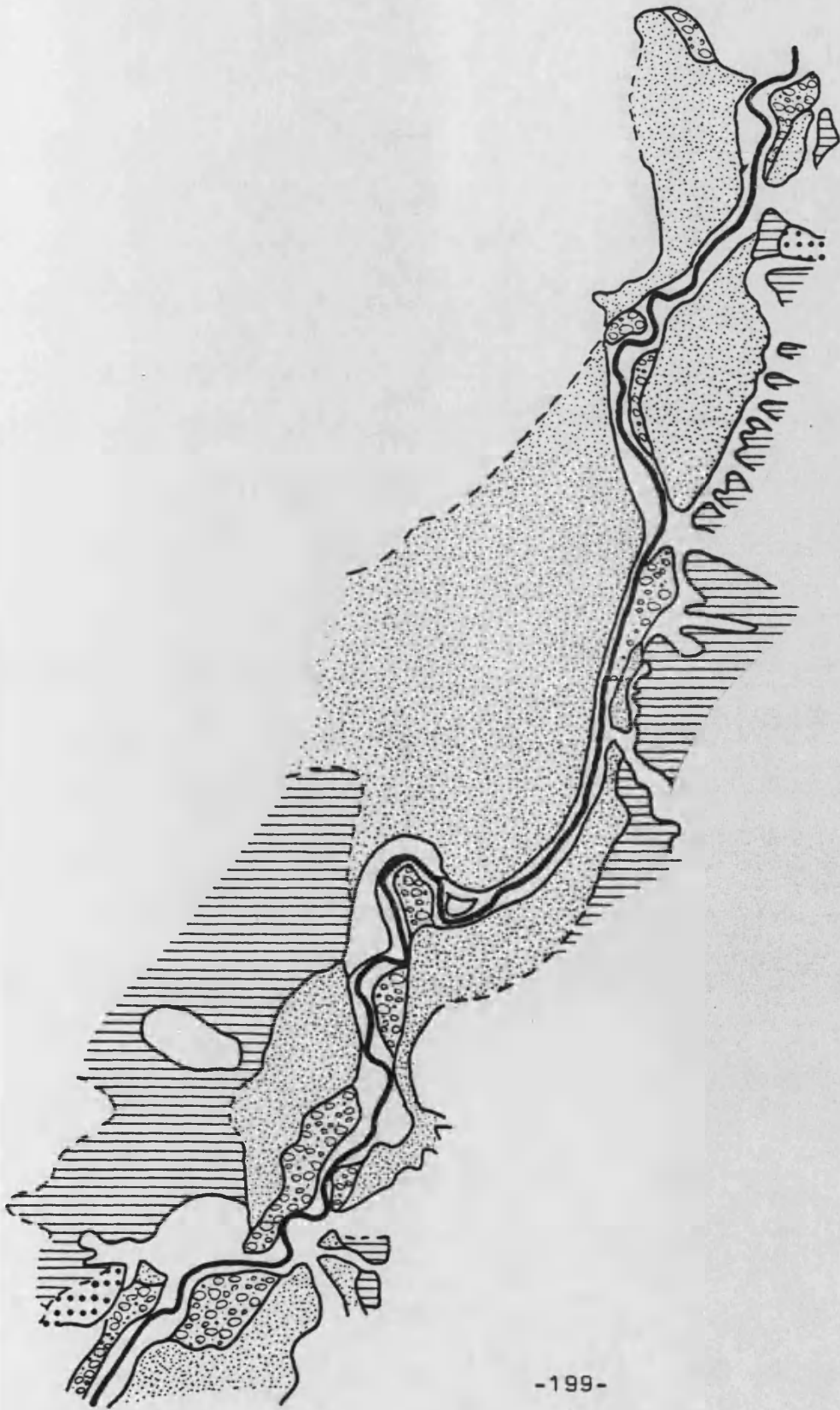
Por nuestra parte hemos sintetizado el trabajo de campo realizado en la cartografía de las figs. 4.20-25 , en las que se incluye además de las distintas terrazas que jalonan el cauce desde Chulilla hasta el mar, los niveles de glaciares inmediatos a estas.

Como puede observarse del contraste de estas figuras con las que ilustran el estudio de CARMONA GONZALEZ (1982), las discrepancias se reducen a escasos lugares; se coincide básicamente en que se produce un predominio de la terraza T_2 en el tramo alto del Río Turia hasta Gestalgar y un predominio de la Terraza T_1 desde Pedralba hacia el mar.

Una vez centrado el tema de los niveles de terraza







y su representación espacial plantearemos los temas que, a nuestro parecer, son claves en este sector: a) la identidad y significación de los niveles superiores (T_3 y niveles villafranquienses), b) las relaciones entre T_2 y T_1 y c) la génesis del abanico aluvial del Río Turia.

a) Ya BRINKMANN (1931) señala las entalladuras erosivas sobre calizas que presenta el conjunto de sierras de Utiel-Buñol a diferentes alturas. Estas entalladuras se sitúan entre el techo aplanado que presentan las sierras y los glacia cuaternarios del área de Requena. Lejos de atribuirles una edad villafranquiense, como ha sido usual con posterioridad en este tipo de niveles de erosión, este autor las atribuye a la acción de la peneplanación finimiocena (o Pliocena Inferior) en el marco de una morfoestructura en continua elevación. Independientemente de su opinión, ya contestada en apartados anteriores, sus aseveraciones nos permiten resaltar un hecho, el de la amplia extensión de estos niveles en los flancos de estas sierras, especialmente en la parte SW y en la SE. En las inmediaciones meridionales del Río Turia, a la altura de Pedralba y Gestalgar, estos rellanos forman un dilatado piedemonte que, arrancando de la Sierra de los Bosques, se proyecta hacia el área de Vilamarxant-Cheste, llegando posiblemente hasta la plataforma de Manises. En la fig. 4. pueden observarse los retazos conservados de esta superficie, en el área



Gestalgär- Pedralba; entre ellos merece destacarse el que queda colgado sobre Gestalgär, al S del Río Turia, y los del flanco E del Aliagar.

Estos últimos (La Muela, Cerrito Royo), si los proyectamos hacia Pedralba, enlazan con la montaña de la Ermita, al SE del pueblo. Este cerro está constituido por arcillas y conglomerados miocenos cubiertos por una potente capa de gravas fluviales, muy redondeadas y homométricas, así como desigualmente encostradas (1); vuelven a aparecer en el salto del Lobo, es decir, en el congosto que se extiende entre Pedralba y la Rambla Castellarda, si bien esta vez reposando sobre roquedo calcáreo.

La desigual altura sobre el río existente entre los restos de Pedralba (40-60 m) y los de Gestalgär ($\geq 100-120$ m), y la presencia de una dislocación entre los del Aliagar y los más cercanos al Barranco de Chiva, a lo largo de una línea groseramente rectilínea, hace pensar en la repetición de esta área de la fracturación post-villafranesca observada en otros lugares. El escalón señalado coincide, asimismo, con el cambio de predominio de las terrazas cuaternarias T_2 y T_1 anteriormente señaladas, lo que indicaría quizá una cierta vigencia de los movimientos en

(1) De no ser por su elevada altura sobre el nivel del cauce actual podrían confundirse por la similitud de facies con los depósitos de la terraza T_1 .

forma de una fracturación post T_2 .

En la margen N del río pueden rastrearse, aparte de los niveles mencionados hasta ahora, vestigios de un glacis colgado sobre el dominante en el área que es el que enlaza con la terraza T_2 (vgr. en la margen izquierda de la carretera Bugarra-Gestalggar cuando ésta atraviesa el Barranco de la Fuente o en la cabecera del Barranco de Jijona). En primer lugar, este glacis, labrado en Keuper, presenta una delgada capa (decimétrica a métrica) de gravas pequeñas y angulosas empastadas en matriz arcillosa y masivamente encostrada. Por su altura sobre el río (unos 50 m) y sobre el glacis inferior, y por su facies, resulta problemático correlacionar este nivel con el de la montaña de la Ermita, en Pedralba; creemos que se trata, más bien, de un nivel intermedio, que quizá pudiera correlacionarse con unos pequeños residuos de terraza fluvial colgados sobre el pueblo de Gestalggar (entre el nivel villafranquiense y T_2) -CARMONA GONZALEZ, 1982- o con las gravas fluviales, que pueden observarse en algunos sectores de la plataforma de Manises. La escasez de datos y, sobre todo, la desconexión espacial entre los restos hace que debamos tomar con prudencia esta hipótesis.

b) El segundo de los aspectos interesantes de este sector es el que concierne a las relaciones geométricas y

estratigráficas entre los niveles T_1 y T_2 , tanto cuando adoptan la morfología de glacis como cuando son terrazas fluviales.

En la fig. 4.26 han sido ilustrados esquemáticamente cinco tipos de contactos entre niveles T_1 y T_2 , de los cuales, el primer tipo, corresponde al más usual en las cuencas media y baja de los ríos Palancia y Mijares, y el resto, a los que podemos encontrar en el Río Turia. En el tipo 1 pueden verse encajados en las cercanías del cauce actual, y con toda claridad, los dos niveles de terraza; el glacis dominante suele ser de erosión, enlaza con la terraza superior (T_2) sin solución de continuidad, a la vez que una fase de encostramiento sella el nivel, tanto en uno como en otro ambientes morfogenéticos; en ocasiones puede labrarse ampliamente otro glacis de erosión que enlaza con la terraza T_1 .

El tipo 2, ya en el Río Turia, puede observarse, en las inmediaciones de Chulilla, al lado de la carretera que une esta localidad con Requena. Allí, el episodio que culmina con el nivel G_2-T_2 genera un glacis, normalmente de erosión, que pasa a terraza fluvial; el siguiente episodio se limita a erosionar el techo de la terraza T_2 y cubrirla con sus depósitos fluviales; es decir, se produce una sustitución de materiales en el techo de la terraza

de forma que, aparentemente, el glacis G_2 enrasa con la terraza T_1 ; en ocasiones pueden producirse largas vaguadas estrechas y rectilíneas que inciden en el glacis G_2 y que corresponderían a un tímido inicio de glaciación posterior.

Entre Bugarra y Gestalgar domina otro tipo de esquema, en el que la terraza T_2 enrasa, mediante un escalón, con un glacis de su mismo nivel; este puede ser de erosión, pero lo más frecuente es que tenga una cubierta de depósitos; la discontinuidad se produce por el decapitado de la facies fluvial entre T_1 y T_2 , pero, al contrario de lo que sucedía en Chulilla, no aparecen facies fluviales de T_1 excepto en contadas ocasiones; estos depósitos se adosan a la terraza T_2 que, por su mayor consistencia, les sirve de protección.

Delante de las poblaciones de Gestalgar y Bugarra pueden apreciarse ejemplos de un cuarto esquema, frecuente sobre todo en los alrededores de esta última población. En ellos únicamente se presenta el nivel G_2-T_2 , en forma de glacis de acumulación y terraza fluvial; su particularidad reside en que sobre las gravas de origen fluvial se ha desarrollado un suelo rojo con un horizonte argílico muy potente (≤ 1 m). Este suelo es la base, a su vez, de la deposición de aportes laterales formados por cantos

heterométricos, angulosos y subangulosos, empastados en una matriz limosa de color rojizo e intercalados con paquetes de limos con cantos englobados (1).

La secuencia es similar en su estructura a la descrita por PANZER (1948) en el valle del Ebro, entre Mora d'Ebre y Benifallet. Allí este autor describe una serie compuesta por: a) "escombros del Ebro", es decir, materiales fluviales arrastrados por el río, b) "descomposición roja" o formación de suelo bajo un clima distinto al que imperaba cuando se depositaron los sedimentos fluviales, c) depósitos de conos de deyección -aportes laterales- y d) costra calcárea superficial. Su interpretación paleoclimática es la siguiente: a) la terraza fluvial corresponde en su culminación con el fin de un periodo glacial, b) la época cataglacial se caracteriza por un cambio brusco del clima que conduce a la formación de "descomposición roja" (sic) en un ambiente todavía húmedo y más cálido, c) posteriormente, se produce un arrastre de los materiales de las laderas por lluvias torrenciales, que se depositan en las partes con menor pendiente, d) en el centro del interglacial se produce la incisión de la red fluvial por un aumento de las lluvias y quizá un levantamiento del

(1) Los cortes en donde puede observarse esta secuencia han sido considerados por M.P. CARMONA GONZALEZ en su trabajo (op. cit.); he de agradecerle amables sugerencias sobre su interpretación.

terreno (PANZER, 1948, pp.101-104).

Al S de Pedralba aparece el último esquema que consideraremos: se observa una secuencia semejante a la descrita en Bugarra y Gestalgar, pero sin una formación de suelo rojo tan potente y con un mayor aporte lateral de debris-flows por parte de los barrancos que afluyen al Río Turia por el S; en las inmediaciones del Río Turia surge un elemento distintivo, ya que tiene lugar el amplio desarrollo de una terraza (T_1) que constituirá aguas abajo y hasta el mar la terraza dominante en los márgenes del río; la altura que alcanza esta terraza, hace que llegue hasta el techo de la terraza T_2 (o, aguas abajo, a cubrir totalmente las facies fluviales de T_2), de forma similar a lo que ocurría en Chulilla. Este cambio de comportamiento de la aggradación de la facies fluvial T_1 , casi inexistente aguas arriba de Pedralba y masiva aguas abajo, nos obliga a plantearnos, como señalábamos anteriormente, la posibilidad de un episodio de fracturación reciente, que implicaría, al menos, un débil hundimiento del sector del Turia comprendido entre Pedralba y la Rambla Primera de Lliria. Aguas abajo de Vila-marxant es difícil encontrar restos de T_2 en facies fluvial; sin embargo, al menos en un lugar (la masía del Jutge, en las cercanías del Depósito de Aguas de Valencia), pueden apreciarse claramente estos depósitos, con una topografía

del techo más elevada que la de la terraza T_1 .

c) Finalmente, centraremos nuestra atención en el tramo final del Río Turia a fin de establecer la génesis y edad probable del abanico de este río, desarrollado a partir de Manises y Paterna. Esta tarea ha sido facilitada por el notable estado de conservación de los niveles de terraza más recientes (T_1 y T_0) en todo este sector y el testimonio de T_2 en la Masía del Jutge, lo que permite unas buenas correlaciones entre ellos.

El abanico aluvial del Río Turia debe asignarse, sin ninguna duda, al Pleistoceno Superior, dado que resulta de la apertura del nivel de terraza T_1 a partir de Manises y Paterna. La morfología de abanico es innegable si atendemos a la geometría general convexa de los depósitos, perfectamente apreciable en la curva de nivel de los 10 m. El Turia sigue, pues, el mismo esquema de evolución costera que los otros dos ríos estudiados, apartándose del que MATEU BELLES (1981) establece para el caso del Júcar.

El nivel T_0 (1) tiene en esta área una mayor importancia que en la desembocadura del Mijares o en el abanico

(1) Un estudio más detallado de este nivel en esta área está siendo efectuado por M.P. CARMONA GONZALEZ en el curso de su Tesis Doctoral. Sirvan, pues, estas líneas únicamente como marco delimitador de la cuestión.

del Palancia. Sin embargo, pensamos que la capa de detríticos finos que recubre el edificio aluvial no debe atribuirse totalmente a este nivel T_0 , ya que esta terraza, a la altura de Mislata, está claramente encajada en el ápice del abanico (ver fig. 4.20), formando a modo de un dilatado óvalo que se estrecha una vez pasado Campanar. En aquella localidad, gracias a las excavaciones que se han hecho en la terraza T_0 para ubicar los basureros públicos, pueden compararse las dos capas de detríticos finos que culminan las terrazas T_1 y T_0 : la terraza más reciente presenta en techo, tras un potente paquete de gravas totalmente sueltas, una capa de ≥ 1 m de arena fina; mientras tanto el techo de T_1 , está constituido por sedimentos más arcillosos.

A partir de Tránsitos, es donde realmente aparece la divergencia topográfica de las aguas de avenida; T_0 y T_1 se confunden, siendo preciso concluir que, quizá sin mediar ningún episodio de incisión, ambas series se encuentran superpuestas y no encajadas. En este sentido es de destacar que, a partir de este lugar no existen paleocauces que erosionen el nivel T_1 , fenómeno que es característico del abanico del Palancia. Por otra parte, es de notar el progresivo aumento en potencia de la capa de detríticos finos. A la altura de la Estación de FEVE tiene una potencia de unos 3 m; en las excavaciones del Hospital Clínico Infantil,

junto a la Facultad de Filosofía y Letras, tiene 3-4 m ; en la calle Bélgica, más al E, entre 3 y 7 m. Finalmente, en el área de la salida hacia Barcelona, algo más lejos del cauce actual, 5'5 m y una textura más arcillosa (1).

4.3.3. La cuenca de la Rambla Castellarda.

La Rambla Castellarda, resultante de la confluencia de la de Artaix y la de Aceña, tiene una cuenca asimétrica, similar en muchos aspectos a la del Barranc del Carraxet: desde el punto de vista hidrológico su vertiente N y NE es la única que aporta escorrentía al cauce principal, y desde el morfotectónico, está marcada en gran medida, como aquella, por el escalón Higuieruelas-Puçol. En la parte NE de la cuenca (llano de Casinos y montes de Alcublas) se repite el mismo esquema morfológico de antepaís montañoso y piedemonte con potente acumulación de depósitos cuaternarios, ambos separados por el citado escalón; de hecho no existe solución de continuidad entre el piedemonte de Bétera y el de Casinos a la altura de la divisoria de aguas (pla de Horcán).

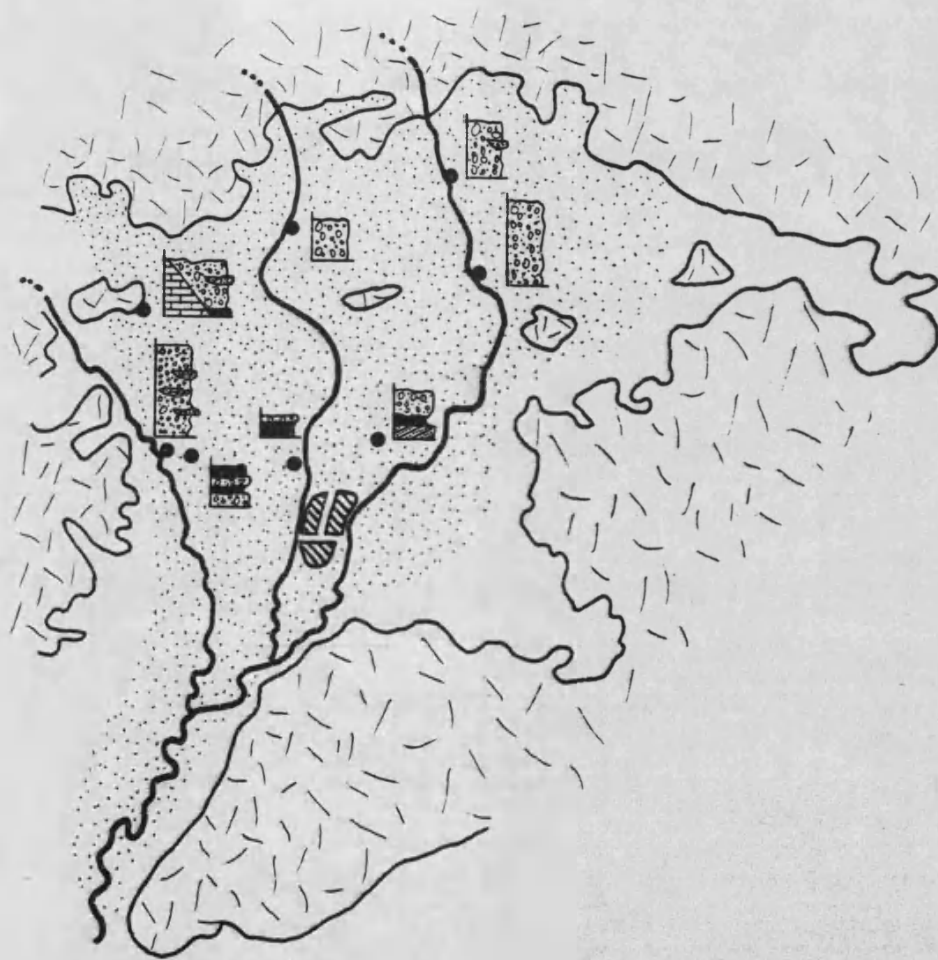
En la mitad occidental, si bien el esquema morfotectónico es similar, no lo es así el morfogenético, ya que en la parte baja de la cuenca (llanos de el Villar del

(1) Sondeo facilitado por la empresa S.E.J.

Arzobispo) ha predominado, durante el Cuaternario, la elaboración de glacis en lugar de la formación de piedemontes de conos coalescentes. Por último, otro rasgo distintivo entre esta área y la del Barranc del Carraixet es la existencia de pequeñas cuencas intramontanas entre el eje montañoso y los llanos de el Villar del Arzobispo y Casinos.

Estas cuencas son el resultado, en última instancia, de una fracturación de la penillanura fundamental más gradual y dilatada en el espacio que la que se produce más hacia la costa, en donde el salto producido por el escalón Higuieruelas-Puçol es más nítido. Suelen presentar unas mismas características genéticas: una falla pone en contacto un paquete de litologías duras y otro de litologías alternantes o blandas (generalmente al N el primero y al S el segundo); la erosión diferencial desnuda en sucesivas fases el área menos resistente, en forma de pequeños glacis de elevada pendiente o de glacis-vertiente; por alguna pulsación positiva de la falla o por cambios climáticos puede iniciarse una fase de erosión en la cabecera de los barrancos que afluyen a las cuencas intramontanas, produciéndose una acumulación de cono de deyección entre ellas.

La cuenca intramontana de Higuieruelas (ver gráf. 4.27) responde básicamente a este esquema evolutivo: tras



una fase de denudación del Weald adosado a las calizas jurásicas de las Peñas de Dios (un glacis G₂) se produce una acumulación en forma de pequeños abanicos de crioclastos periglaciares; estos se depositan durante o inmediatamente después de la fase fría que elabora, en el área montañosa, paleocanchales de grézes litées semejantes a los que en toda el área mediterránea suelen asignarse al Würm. Otras cuencas intramontanas importantes son la de las bodegas de Artaj, labrada en roquedo del Portlandiense, las de Oset y el Campillo, en roquedo Kimmeridgiense, y la Alcublas, también en materiales portlandienses.

Sin embargo, las áreas geomorfológicamente más interesantes son los llanos de el Villar y Casinos, más extensos y con mayor desarrollo de los niveles morfogenéticos pliocuaternarios. El llano de el Villar del Arzobispo es una vasta superficie alomada, modelada con glacis sobre roquedo blando del Weald y del Portlandisense. Se distinguen perfectamente dos niveles morfogenéticos (ver fig.4.28): el inferior está constituido por vertientes y glacis-ver-tiente labrados en materiales blandos y protegidos normalmente por resaltes de roquedo resistente (calizas aptienses, vgr.); aguas abajo, se convierten en glacis y vaguadas, algunas de las cuales vierten sus aguas a cubetas actualmente semiendorreicas (La Laguna, la Clochas, etc.); el

nivel superior está representado por algunos retazos de glacis-vertiente sobre los que se encaja el nivel más extenso y por los montículos del centro del llano (Monte Olivé) sin poder establecerse, sin embargo, una correlación definitiva entre ambos elementos.

El nivel inferior debe asignarse, por diferentes razones, a G_2 : cuando forma glacis-vertiente suele estar recubierto por una costra de mediana potencia (decimétrica a métrica) que engloba cantos angulosos, de manera semejante a como ocurre en otras vertientes y glacis-vertientes de este nivel en otras áreas; su morfología y su carácter de superficie dominante, por criterios regionales, apoyan tal conclusión; por otra parte, suele presentar entalladuras erosivas en forma de cárcavas y pequeños barrancos semejantes a los que G_1 suele modelar sobre el nivel superior; por último, pasa, lateralmente, hacia Losa del Obispo (Barranco de Farragón) a un nivel que en el sector del Turia hemos considerado como G_2 . En la cuenca de este barranco, la erosión por parte de G_1 sobre G_2 es mayor, pudiéndose notar, aparte de barrancos, la elaboración de pequeños glacis, a su vez erosionados por cárcavas ligadas a la última fase de incisión.

En el Barranco de Farragón puede hablarse, pues, de tres fases de incisión posteriores al nivel superior

(representado aquí únicamente por pequeños cerros testigo coronados por gravas gruesas redondeadas, observables a ambos lados de la carretera Losa del Obispo-Chulilla); en el llano de el Villar del Arzobispo, en cambio, sólo se aprecia una fuerte fase de incisión que culmina con la elaboración de G_2 y, posteriormente, otras fases que sólo afectan a los tramos de mayor pendiente: barrancos, como el de Caracierzo, que en cabecera están encajados en G_2 , depositan sus acarreos y desaparecen, posteriormente, en las áreas semiendorreicas.

*

El llano de Casinos, a diferencia del sector anterior, es un dominio neto de la acumulación. Su superficie enrasa con la terraza T_1 del Río Turia, lo que concuerda con las características sedimentológicas de los depósitos: a la altura de Casinos presentan una facies detrítica formada por clastos angulosos y subangulosos bastante sueltos, excepto en delgadas y múltiples bandas de encostramiento debidas probablemente a carbonatación lateral. En las inmediaciones del Río Turia, además, pueden contemplarse en contacto discordante estos materiales y otros mayormente encostrados que, seguramente, corresponden al nivel de terraza T_2 .

La única objeción a esta hipótesis se plantea al analizar el paso insensible de estos mantos aluviales T_1 a los glacis de los relieves circundantes que, por su morfología y pasos laterales, son correlacionables con el nivel G_2 analizado en el sector de el Villar del Arzobispo. Dada la solidez de ambas observaciones sólo cabe pensar que en el llano de Casinos se han creado unas condiciones aptas para una deposición continuada, de forma que los depósitos T_1 están asentados sobre los depósitos T_2 y solapados a los glacis de este nivel.

No hay que olvidar, por otra parte, el episodio de fracturación postvillafranquiense observado en las inmediaciones de Pedralba y en el piedemonte de Bétera. En esta área, independientemente de que los abanicos aluviales pudieran haber sido reactivados por una fracturación postvillafranquiense, como en el sector de Bétera, existen otros elementos que coadyuvan a afirmar esta hipótesis: a) la intensidad de la acumulación hasta épocas recientes, b) el trazado anómalo de la Rambla Primera de Llíria (NNE-SSW) que parece seguir la fractura que hunde en el área de Casinos los relieves terciarios de la plataforma Llíria-Burjassot (como veíamos en 4.3.a, con restos de aplanamiento villafranquiense) y c) la escasa altura sobre la superficie dominante de un nivel superior (probablemente villafranquien-

se) a la altura de la Masía del Juez.

Este lugar, situado en el vértice inferior del hexágono que delimita el término municipal de Casinos, es sumamente interesante (ver fig. 4.29). Puede observarse un nivel elevado, erosivo sobre areniscas y calizas y fosilizado por una costra de varios metros que engloba cantos pequeños. Se trata, probablemente, de retazos hundidos de un nivel villafranquiense, en la parte SE de una falla que afecta a calizas jurásicas y que contribuyó en su momento a crear el pasillo que utiliza la Rambla de Aceña para comunicar el llano de Casinos con el de el Villar del Arzobispo. A partir de la falla surge un glacis-cono con una cubierta potente de cantos angulosos, reactivado con toda seguridad por una pulsación tardía de ésta y, al parecer, asentado sobre los retazos villafranquienses. Finalmente, encajados en este conjunto, pueden observarse dos depósitos fluviales diferentes, correspondiente el superior (gravas gruesas subredondeadas y muy encostradas en el techo) a T_2 y el inferior, que enlaza con la superficie de colmatación del llano de Casinos, a T_1 .

Es difícil aquí, como en otros lugares, confirmar la activación postvillafranquiense de los desgarres que deformaron la penillanura fundamental, al tener que utilizar elementos morfológicos a falta de evidencias tectónicas.

Sin embargo, pensamos que estos se conjugan de tal manera que denotan la existencia de este episodio de fracturación.

4.4 ASPECTOS GENERALES DE LA MORFOGENESIS PLIO- CUATERNARIA Y CONCLUSIONES.

El conjunto de morfoestructuras generado por los episodios tectónicos señalados en el capítulo 3 constituye el marco donde se desarrolla la morfogénesis pliocuaterna-ria. Esta tiene una gran variedad de ámbitos, que alcan-zan desde vertientes, glacis, plataformas kársticas y otros lugares en los que la erosión es predominante, has-ta terrazas fluviales, abanicos aluviales, piedemontes coluviales, marismas, etc., como sectores en donde predomi-na la deposición. Los principales ámbitos morfogenéticos han sido cartografiados con fotografía aérea y comprobacio-nes sobre el terreno y se ofrecen en la figura del anexo I.

El desarrollo de vertientes (plano inclinado con una pendiente superior a los $10-12^{\circ}$) se reduce casi exclu-sivamente a las morfoestructuras de tipo horst (Espadán y Javalambre-Calderona), aunque afecta también a los relie-ves residuales de los grabens y a las inmediaciones de los ríos Mijares y Turia en los tramos no costeros.

Los glacis, tomando como tales a planos inclinados con pendiente inferior a los $10-12^{\circ}$ y de carácter esencial-mente erosivo, tienen una localización dispersa y abundan-te en los sectores deprimidos, pero con especial desarrollo

en las cubetas internas (cubeta de Sarrión, cubeta de Viver y llanos del Villar del Arzobispo); asimismo, con pequeñas dimensiones y elevadas pendientes, constituyen las pequeñas cuencas intramontanas de los dos sectores montañosos.

Las áreas de deposición aluvial (abanicos aluviales, conos de deyección y terrazas fluviales) tienen una ubicación diferenciada, ligada a condiciones genéticas particulares. Los primeros (abanicos de los ríos Mijares, Belcaire, Palancia y Turia) se apoyan en el retablo montañoso costero generado tras la deformación pliocena. Los segundos prosperan a favor de fracturaciones de la misma edad que hayan sido capaces de crear un desnivel considerable; su condicionante, pues, es puramente tectónico (1). Destacan los desarrollados a partir del escalón Higuieruelas-Puçol, que constituyen el llano de Casinos y el piedemonte de Bétera, y otros que lo hacen a expensas de fracturas de menor importancia como el de Alcublas o los de Betxí. Las terrazas fluviales, por último, tienen escasa implantación en los ríos Turia y Mijares y mayor en el Palancia, pero son siempre de reducidas dimensiones.

(1) La distinción que se establece entre conos de deyección y abanicos aluviales es básicamente de escala: los conos alcanzarían radios hectométricos o incluso kilométricos y los abanicos, dimensiones decakilométricas. Otro aspecto distintivo directamente relacionado con el tamaño es el de la selección de materiales que componen estos edificios aluviales.

Finalmente, hemos distinguido otros ambientes morfogenéticos de menor importancia como son las plataformas calcáreas y los ambientes mixtos y marinos, albuferas colmatadas y cordón litoral. Las plataformas calcáreas pueden ser superficies tabulares o subtabulares de origen estructural o haber sido generadas por pedimentación. Este último tipo, el más abundante, está ligado a la erosión-deposición finipliocena inferior (penillanura fundamental) y a los arrasamientos villafranquienses que, a diferencia de los francamente cuaternarios, se desarrollan tanto sobre materiales duros como sobre materiales blandos. Como plataforma estructural puede citarse la que se extiende entre Chulilla y Gestalgar; plataformas de la penillanura fundamental se observan en la cubeta de Sarrión en donde presentan la facies "páramo" y en reducidas dimensiones en numerosos lugares de la Sierra de Javalambre-Calderona; por último, las plataformas de erosión villafranquiense tienen un desarrollo más localizado, pero debido a su conservación, unas mayores proporciones, destacando los existentes en el sector del Ragudo.

Una vez enumerados y ubicados los diferentes ambientes, pasaremos a describir los episodios morfogenéticos que desde la deformación pliocena se han sucedido hasta la actualidad. Estos se detectan principalmente en el escalonamiento de los niveles de glaciares y de acumulación fluvial, pero no

hemos descartado en nuestra interpretación las formas de regulación de vertientes y los paleocanchales, ni el escalonamiento de las plataformas calcáreas.

Los primeros niveles de estabilidad morfogenética encajados en los retazos de penillanura fundamental son los villafranquienses (G₅ y G₄). Adoptan preferentemente una morfología de glacis o similar (glacis-cono, glacis-terrazza) o, también, de plataforma calcárea (pediment). Se han conservado, sobre todo, en las cubetas interiores, en especial en la de Sarrión y sus apéndices sudorientales (llanos de Barracas y El Toro) y en la cubeta de Viver; no aparecen apenas en los sectores más cercanos a la costa salvo en las inmediaciones de esta región (Baix Maestrat) y en el flanco oriental de las sierras de Utiel-Buñol). Su carácter es esencialmente erosivo en estos sectores costeros y se han labrado usualmente a expensas del Mioceno detrítico; sin embargo, en las cubetas interiores pueden constituir potentes acumulaciones de sedimentos, tanto groseros como finos y regularmente estratificados ("formación Sarrión"). Las facies son muy variadas, yendo desde delgadas cubiertas de cantos gruesos y muy redondeados hasta brechas angulosas empastadas en abundante matriz, desde depósitos groseros y caóticos de pie de falla a series aluviales en donde se suceden rítmicamente estratos de arcillas y cantos redon-

deados. Pueden destacarse, sin embargo, algunos elementos que permiten reconocer las formaciones villafranquienses, especialmente en superficie:

- . Abundantes cantos gruesos y muy redondeados propios de climas más cálidos.

- . Facies "mortadela" (DUMAS, 1977); flanglomerado de matriz asalmonada y cantos pequeños subangulosos.

- . Costras hojosas y costras blanquecinas noduladas, ambas pulverulentas.

La cronología de estos glacia villafranquienses se ha podido establecer con absoluta seguridad a partir de los yacimientos paleomastológicos de la cubeta de Sarrión, existentes en esta localidad y en la Puebla de Valverde: la base de G₅ y el techo de G₄ están comprendidos entre las bizonas 16 y 17 de Mein (ADROVER, 1975 y CRUSAFONT et al., 1964); también constituye un elemento de datación de gran valor la fauna de gasterópodos de la Masía de Novalles (entre Novaliches y Caudiel) que permite asignar a la formación de Sarrión los depósitos detríticos existentes entre Caudiel y Segorbe, otorgados usualmente al Mioceno (IGME, 1974, c; SOS BAYNAT, 1981,a).

De ambos niveles, G₅ es el que muestra una mayor elaboración como superficie de erosión; G₄ en los llanos de Barracas y El Toro y en la superficie de Manzanera se desarrolla a expensas de G₅, y únicamente en la cubeta de

Viver tiene un desarrollo independiente y extenso. Es problemático, sin embargo, asignar a uno de estos niveles los retazos villafranquienses existentes en el resto de la región ya que nunca aparecen desdoblados; nos inclinamos a creer, por su cubierta de cantos subangulosos, que se trata de G_4 , cuyo techo es ya francamente cuaternario.

Entre estos niveles y las terrazas de los principales ríos se intercala, en escasos lugares, un nivel intermedio (G_3-T_3). SIMON GOMEZ (1984) lo señala como terraza fluvial del Río Mijares a la altura de la carretera que va desde Manzanera a Morá de Rubielos; CARMONA GONZALEZ (1982), asimismo, como terraza fluvial, en algunos tramos del Río Turia; la plataforma de Manises puede corresponder también a este nivel. Por nuestra parte lo hemos localizado como plataforma de tobas, en la cubeta de Viver; como glacis, entre Bugarra y Gestalgar y como terraza fluvial, a la altura de Sot de Ferrer. Sin poder precisar su cronología, ni delimitar su facies o morfología, su única característica es, pues, la de intercalarse entre T_2 y G_4 en los sectores en que estos niveles están plenamente documentados.

La constatada ausencia o escasez de niveles superiores (G_5, G_4 y G_3-T_3) en la mitad oriental de esta región, pensamos que tiene razones últimas de índole estructural: el potente desnivel creado por la fracturación pliocena en

la costa ha desencadenado una fuerte erosión remontante de los ríos y un marco propicio para la erosión, de forma que cada episodio ha borrado prácticamente los testimonios de los anteriores. Esta erosión, en las áreas montañosas, se ha visto favorecida por el afloramiento, tanto en Espadán como en la Calderona, de materiales triásicos, que ostentan, como veremos en el capítulo 6, los más altos índices de drenaje, densidad hidrográfica y rugosidad de la red fluvial.

En el piedemonte costero, sin embargo, sólo se ha llegado a la estabilidad al final de la elaboración de G_2-T_2 (la Plana) o de G_1-T_1 (abanicos del Río Palancia y Río Turia), quedando soterrados todos los depósitos anteriores. En el caso de la Plana, la progradación G_1-T_1 del abanico, tal como indica SOS BAYNAT (1981), recubre también los depósitos del abanico G_2-T_2 . En las cubetas interiores, por el contrario, sí que se dieron unas condiciones favorables, primero para la génesis y luego para la conservación de estos niveles villafranquienses.

G_2-T_2 es un nivel morfogenético clave para la correcta interpretación de casi todos los sectores, excepto los de Sarrión y Viver. Su morfología habitual es la de glacis erosivo con débil cubierta que pasa a la terraza

superior (si nos olvidamos de los escasísimos retazos de T₃) de los ríos, ramblas y barrancos principales. La particularidad principal es que estos glacis son el nivel morfogénico dominante en amplios sectores de rocas blandas en donde han podido desarrollarse (valle del Río Turia, llanos del Villar del Arzobispo, valle medio del Río Palancia, cuenca del Belcaire y algunos sectores del valle del Río Mijares y Riu Sonella; sirve, por tanto, como un elemento de correlación, siendo tan útil o más que las mismas terrazas fluviales. También constituye la superficie culminante de la Plana (los mantos aluviales encostrados de GOY GOY y ZAZO CARDEÑA, 1974, o el B₁ de PEREZ CUEVA, 1977) y la parte apical o media de la mayor parte de los abanicos mencionados, excepto los de la cubeta de Casinos. Asimismo, supone el nivel de regulación de vertientes más generalizado.

Sus facies son, como corresponde a los múltiples ambientes en que se desarrolla, bastante variadas. En la base y tramo inferior de las laderas suele presentar una delgada película, formada por una brecha de cantos angulosos muy cementados que se distingue de las brechas villafranquienes por la menor proporción de matriz. Estos coluviones encostrados constituyen un verdadero nivel-guía morfogénico y son de obligado interés en estudios monográficos de evo-

lución de laderas.

Los glaciares suelen estar desnudos o recubiertos de una costra calcárea pedogenética, exhumada en los campos de cultivo y que constituye normalmente el material de construcción de las paredes de los bancales. Pasan a las terrazas fluviales sin solución de continuidad, de forma que el potente nivel de encostramiento del techo de éstas se corresponde con la costra pedogenética de aquellos. Únicamente en el sector del Turia se producen algunas excepciones a esta norma, que son debidas a la especial disposición del nivel G_1-T_1 respecto a G_2-T_2 en este sector; aquel puede recubrir o adosarse a éste, en lugar de encajarse en él.

La cronología de este nivel no ha podido establecerse con suficiente precisión. Siguiendo la tónica general de considerar las terrazas de los ríos españoles como pertenecientes a periodos glaciares y por ser la más elevada de las que tiene la Rambla de la Viuda, SOS BAYNAT (1957) la considera mindeliense, tomando en consideración una terraza erosiva que únicamente se presenta en el sector de la Plana y no el valle medio del Mijares y de la Rambla de la Viuda. Este mismo autor (SOS BAYNAT, 1981) en sus estudios sobre los depósitos de la Plana, sin embargo, sólo aventura a citar Cuaternario Superior y Cuaternario Medio, diciendo explícitamente que no se ha podido datar nada del

Cuaternario Inferior; esto conlleva que sea arriesgado considerar su cronología, al menos para el techo de las terrazas y por lo tanto para la culminación de los glacis que enrasan con aquellas. Por nuestra parte sustentamos la opinión de SOS BAYNAT (1981) en el sentido de considerar que T_2 culmina en un momento glacial, pero nos inclinamos por una cronología más reciente, apoyándonos en el paso de la terraza a unos paleocanchales periglaciales encostrados que se han venido considerando como rissiensis (BUTZER, 1964 ; BUTZER y FRANZLE, 1969).

G_1-T_1 tiene un carácter preferentemente aluvial: como terraza fluvial está usualmente encajada en T_2 y, salvando excepciones ya señaladas, se presenta, en conjunto, con parecida proporción de afloramientos; como cono de deyección constituye la progradación de los que han formado el piedemonte de Bétera y la casi totalidad del relleno del llano de Casinos; como abanico, prolonga el edificio aluvial del Río Mijares en la Plana, a partir de la desaparición de los "mantos aluviales encostrados", y recubre los del Río Palancia y Río Turia de forma que, cartográficamente, la superficie culminante de estos abanicos pertenece a este nivel -el paso de sus ápices a la terraza inferior de los ríos es manifiesto-.

La facies de T_1 y T_2 son difíciles de tipificar debido a las peculiaridades litológicas e hidrodinámicas de cada cuenca. Las terrazas pueden compararse, a nivel de cuenca, con relativa facilidad, pero es arriesgado establecer correlaciones a partir del aspecto de sus sedimentos entre éstas. Existen, no obstante, unas tendencias que se repiten con cierta frecuencia en cada sistema fluvial:

- Los detríticos gruesos de T_1 suelen presentar una mayor heterometría que los de T_2 .

- El tamaño medio de los clastos suele ser mayor en T_2 que en T_1 .

- El redondeo de los cantos, especialmente de los gruesos, es mayor en T_2 que en T_1 .

- El encostramiento es desigual: T_2 tiende a presentar un potente encostramiento en techo que afecta a los últimos metros de los materiales fluviales, formando conglomerados compactos, mientras que el resto de los estratos pueden disgregarse con facilidad; T_1 por el contrario se encostra parcialmente, en delgadas capas de poca extensión lateral y a lo largo de toda la columna; su techo está encostrado en menor grado de consistencia y potencia que T_2 .

- T_1 no presenta encostrados sus lentejones de detríticos finos (channel-fills y flood-plains de REINECK y SINGH (1973)). T_2 sí que tiene esta particularidad.

- T_2 muestra una cubierta de tobas bastante poten-

te en las terrazas de las cuencas altas de los ríos. Esta cubierta aparece en los ríos Mijares, Palancia y Turia, aguas arriba de Montanejos, Segorbe y Loriguilla, respectivamente.

- T_1 suele incluir entre sus materiales, trozos rodados de toba o de conglomerados de T_2 .

- El color es, quizá, uno de los elementos de las facies que menos permiten establecer correlaciones, a no ser que sea dentro de cada cuenca.

- El arranque de la columna sedimentaria tampoco suele servir de indicio pues ambas terrazas pueden, indistintamente, estar recubiertas en su base por los sedimentos del cauce actual o bien estar asentadas sobre la roca madre.

- Por último cabe señalar la existencia de elementos propios de cada cuenca, como puede ser la inclusión de cantos periglaciales entre los sedimentos o de minerales guía -las terrazas del Turia pueden separarse perfectamente de las de sus afluentes porque incluyen pequeños cantos subredondeados y brillantes de mineral de hierro-.

-Las facies de los abanicos aluviales son idénticas a las de las terrazas respectivas; las de los pequeños conos de deyección, como corresponde a estas formas, sólo permiten comparaciones a escala local.

La morfología de glaciais no suele ser habitual en

el nivel G_1-T_1 . Normalmente las formas de G_1 se limitan a estrechas vaguadas erosivas (glacis de vaguada de VAN ZUIDAM, 1976 y 1980) que entallan los glacis G_2 , o a largas y rectilíneas cárcavas que disectan las vertientes cóncavas reguladas sobre este nivel.

La cronología del nivel G_1-T_1 puede establecerse con bastante seguridad. Todos los autores que lo han reconocido le asignan una edad cuaternaria superior (IGME, 1973, b, 1974, d y e, etc. ; BUTZER, in fieri) o francamente würmiense (SOS BAYNAT, 1957; SIMON, PEREZ y CALVO, 1981, etc.), a partir de la consideración de sus terrazas fluviales y en base a criterios muy dispares. Quizá el argumento más sólido sea que constituyen el primer nivel generalizado de terraza y que pasan lateralmente a paleocanchales periglaciales considerados würmienses. El área del Coll del Vidre, inmediatamente al N de nuestra región, es ejemplar en este sentido: los paleocanchales pasan en su base a constituir las pequeñas terrazas de los afluentes de la cabecera del Riu d'Atzeneta; estas terrazas se continúan regularmente hasta el Pla d'Atzeneta, constituido en su parte más baja por la terraza dominante del Riu Montlleó, correlacionable a través de la Rambla de la Viuda con nuestra T_1 ; la facies de esta terraza es idéntica a la de los paleocanchales, salvando una menor proporción de matriz y el débil redondea-

miento de las aristas de las plaquetas.

Finalmente, queda por señalar un último nivel morfogenético, denominado T_0 , que incluye la terraza holocena de los cauces y la incisión reciente de la red fluvial. Esta terraza holocena (datada por BUTZER en Artana sobre 3300 años BP a partir de una fauna de gasterópodos) se caracteriza por incluir cantos más gruesos que los de T_1 , lo que indica una mayor energía del medio de transporte, y por su nulo encostramiento. Así como las anteriores terrazas pueden corresponder a estadios glaciales o anaglaciales, esta última parece estar ligada a la fuerte erosión cataglacial e interglacial holocena en momentos en que el suministro de materiales para ser arrastrados es muy fuerte. En la actualidad, una vez denudadas la mayor parte de las laderas, vuelve a tomar fuerza la erosión lineal, fenómeno al que no es ajena, como intentaremos demostrar en el capítulo 9, la acción del hombre.

No queda completa esta enumeración de episodios morfogenéticos si no nos referimos al conjunto de deformaciones recientes de alguno de los niveles resultantes, es decir, a la neotectónica. Los primeros pasos dados en este campo deben atribuirse a BRINKMANN (1931) que cita la fase waláquica e intuye otras deformaciones posteriores. El mejor y más completo análisis hasta el momento ha sido

efectuado por SIMON GOMEZ (1984) que reconoce, en nuestra región y tierras adyacentes del N, dos etapas de fracturación posteriores a la que interrumpe la formación de la penillanura fundamental: la etapa de fracturación del "Maestrazgo", identificada también en SIMON, PEREZ y CALVO (1981) y la etapa de fracturación de Javalambre.

La primera afecta, principalmente, a los glaciares villafranquienses, aunque existen suficientes observaciones que delatan su posible prolongación hasta el Pleistoceno Medio; puede asimilarse a la fase waláquica de BRINKMANN (1931), pero parece posterior y de diferente carácter a la fase Iberomancheqa 2 de PEREZ GONZALEZ (1981).

La segunda incluye un conjunto de deformaciones recientes, claramente holocenas, entre las que cabe citar las fallas que afectan a vertientes regularizadas durante el Holoceno como las del cerro del Castillo de Alfambra (GUTIERREZ ELORZA et al. 1976) y las de las vertientes de Javalambre (CALVO CASES et al. 1983), los escalones en depósitos no consolidados (entre 1 y 30 m) del fondo marino del Golfo de Valencia (PALOMO et al. 1981) o las que afectan a suelos tipo rendzina en el valle del Jiloca (CAPOTE et al. 1981).

Dentro de nuestra región SIMON GOMEZ (1984) reconoce

como sector de fracturación importante el escalón del Ragudo, cuyas fallas corresponderían al momento álgido de la etapa de fracturación del "Maestrazgo"; las fallas que en el Garbí alteran la regulación de una vertiente serían una de las últimas pulsaciones de esta etapa.

Por nuestra parte hemos discutido que el escalón del Ragudo sea posterior a G_4 retrotrayéndolo en el tiempo al considerar que afecta, principalmente, a G_5 . No obstante, las secuelas de esta fracturación alcanzan plenamente a G_4 , tal como se deduce de las fallas que dislocan los fanglomerados G_4 existentes al pie del Ragudo o de la desnivelación de G_4 en el sector del Regajo. A su vez hemos reconocido posibles indicios de esta etapa en la cubeta de Casinos, piedemonte de Bétera y S de Pedralba, sin los cuales es difícil integrar los rasgos morfológicos, genéticos y sedimentarios de buena parte del valle del Turia. Finalmente, hemos de añadir a las fracturas tardías de esta etapa la que afecta a la facies T_2 del abanico de Portacoeli, a la altura del Campamento Militar de la Mallada, en Bétera.

Descartamos no obstante, la fracturación inducida por GOY GOY y ZAZO CARDEÑA (1974) y por estos mismos autores en IGME (1974,d), de la desaparición brusca de mantos aluviales encostrados en la Plana (nuestro nivel T_2), atribuyéndolo, más bien, a la acción de recorte de las aguas del mar durante la transgresión tirreniense.

CAPÍTULO 5

FORMACION Y EVOLUCION DE LA RED FLUVIAL

La red de drenaje del área que consideramos en nuestro estudio es acorde con las directrices estructurales ibéricas, especialmente con las morfoestructuras generadas tras el último episodio de fracturación. Se trata, pues, de una red ibérica, en el sentido utilizado por MATEU (1982) en su análisis de la red de drenaje del Maestrazgo. Se aprecian, es cierto, una serie de rasgos que escapan a un control tectónico o morfoestructural y que pueden ser debidos a la propia evolución dinámica de los diferentes aparatos fluviales. No obstante, la interpretación de la red de drenaje en este sector peninsular ha de ser básicamente estructural, tanto en su evolución como en su configuración actual.

5.1 LA RED MIOPLIOCENA Y SU EVOLUCION TRAS LA DEFORMACION PLIOCENA.

5.1.1 La cuenca del Río Mijares.

ALONSO PASCUAL (1956) señala que la red actual valenciana tiene su origen

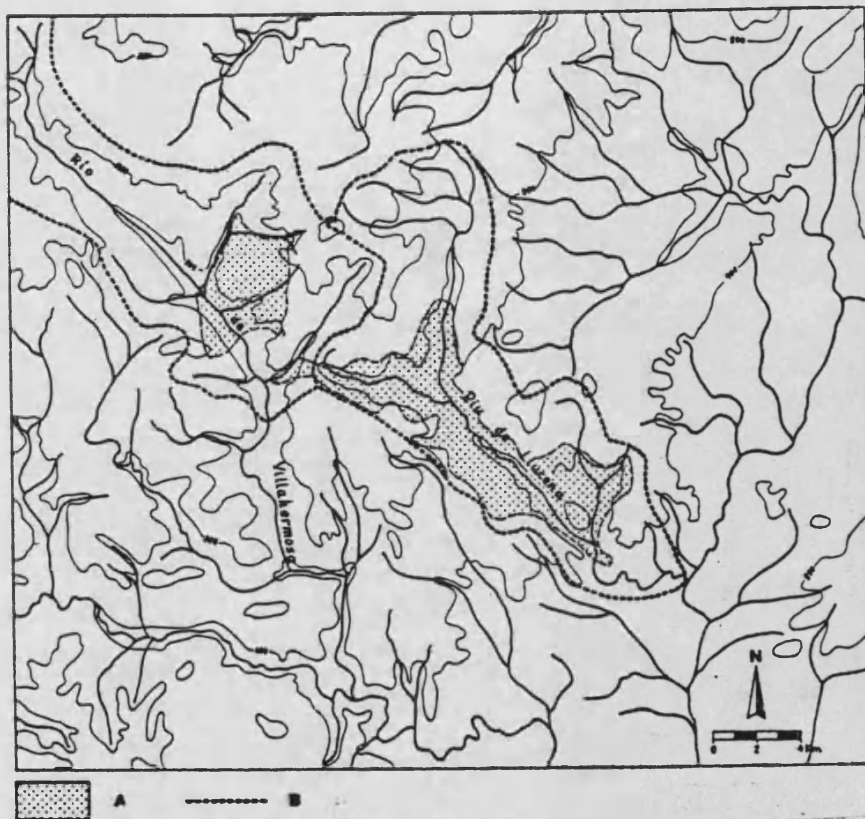
" en los movimientos que afectaron a la provincia al final del Plioceno, como consecuencia de la orogenia alpina".

Sin menoscabo de un cambio en la consideración cronológica del episodio, a nuestro entender localizado en el inicio del Plioceno Superior, esta idea sugiere la posibilidad de una ruptura entre la red miocena-pliocena inferior y la pliocuaternaria. Tal ruptura no se da en el caso del Río Mijares en cuanto a la ubicación de la arteria principal (SIMON GOMEZ y PEREZ CUEVA, 1980) ; independientemente de los cambios que se producen en la organización de la red de afluentes, especialmente en los septentrionales, el río principal se reafirma tras la fracturación pliocena en su emplazamiento original merced a la creación de una amplia vaguada tectónica entre las sierras de Espadán y Penya-golosa: sin embargo, hay una solución de continuidad entre la red miopliocena y la actual en el sentido de que aquella habría alcanzado un grado de madurez tal,

capaz de elaborar las formas suaves de la peñillanura fundamental en el área y de generar amplias cuencas de sedimentación en la cubeta de Sarrión y en el valle medio del río. El Mijares actual restringe las áreas de deposición al abanico aluvial de la Plana, siendo el resto de la cuenca de carácter predominantemente erosivo. Esto es debido al rejuvenecimiento creado por la fracturación pliocena y en concreto a la erosión remontante desencadenada por el Escalón Tortosa-Onda.

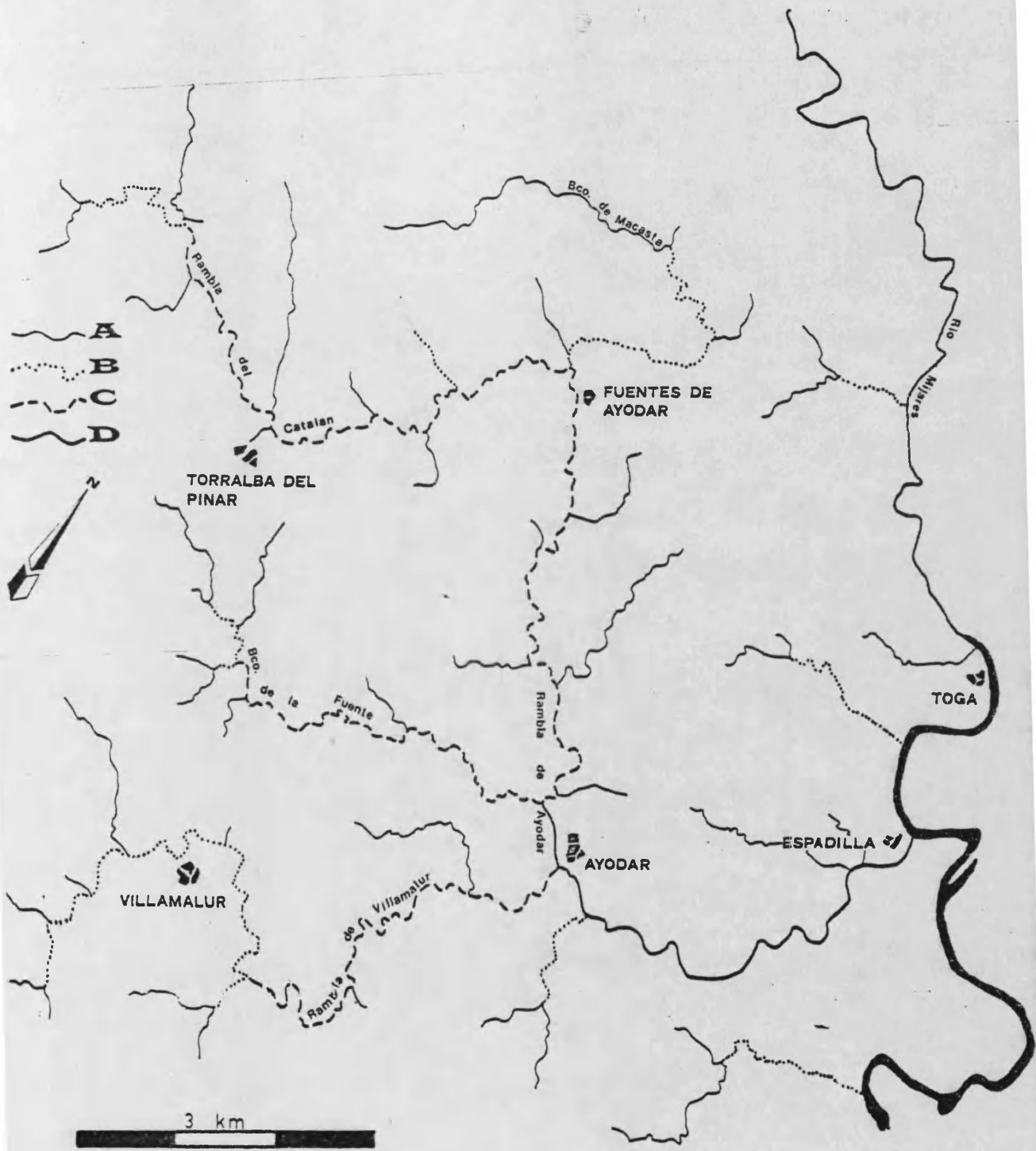
La respuesta de los principales afluentes del Mijares es desigual: la organización de la red de afluentes septentrionales es analizada por SIMON GOMEZ y PEREZ CUEVA (1980) en función de la componente de pendiente creada por la fracturación hacia el centro del valle y hacia la costa -que daría direcciones NNW-SSE- y por la acción de las extrusiones del N del Río Mijares (Villahermosa y Lluçena) que cortan esta primitiva tendencia y condicionan directrices ibéricas. (fig.5.1).

Dentro de los afluentes meridionales hemos de distinguir entre los que se organizan dentro del sector de Espadán (Rambla de Ayódar y Río Montán) y la Rambla de Maimona, de ámbito periférico a esta morfo-



estructura. El Río Montán tiene una alineación constantemente transversal a las directrices ibéricas mientras que algunos de sus principales afluentes (Barranco Moscador) guardan una disposición perpendicular respecto a él, es decir, tienen una orientación ibérica (ver fig. 5.2) . Su ubicación parece estar en relación con el desgarré profundo conocido como Falla Requena-Mora que, como se ha visto, genera una variada gama de efectos en superficie (vid. cap. 2 y 3). La Rambla de Ayódar, por el contrario, alterna tramos ibéricos con otros transversales a ésta dirección, sin que pueda distinguirse un predominio de unos sobre otros; el elevado grado de dureza de los materiales de la cuenca (areniscas y dolomías triásicas, carnio-las y calizas liásicas...) han favorecido la permanencia de estas direcciones y han configurado la cuenca con el patrón de drenaje estructural más elaborado (fig. 4.3).

La Rambla de Maimona participa de una organización más compleja que las anteriores. Su tramo final discurre al pie del horst de Pina, en dirección E-W y grosso modo paralela al Río Mijares, respecto al cual constituye un drenaje alternativo de parte de la Cubeta de Sarrión. En la divisoria entre ambas arterias no existe más que un afloramiento de calizas terminales



de facies "páramo", en disposición tabular y espesores reducidos. Esto denota unas condiciones semiendorreicas, pero posiblemente compatibles con una organización del drenaje mioplioceno hacia el valle medio del Mijares, con una estructura no demasiado diferente de la actual.

La cabecera de esta rambla recoge las aguas de todo el sector que se extiende desde el Río Albentosa hasta el escalón del Ragudo. El extremo occidental de este sector corresponde a la parte oriental de la plataforma de Manzanera: cuando este glacis-cono villafranquiense (G_5) es disectado por G_4 , su eje queda convertido en una divisoria de aguas entre el Río Albentosa, que drena la vertiente W con dirección norteada hacia el Mijares, y la Rambla de Maimona, cuyos afluentes drenan la vertiente E. El resto de la cabecera está compuesto por un conjunto de barrancos obsecuentes que desde el Ragudo se dirigen hacia el NW y por otro como la Rambla del Palancar, que descienden directamente de la Sierra de Javalambre. En algunos tramos (llanos de El Toro y Barracas) se da actualmente una competencia entre la cuenca de la Rambla de la Maimona y la del Río Palancia, debida a la erosión remontante de este último provocada por la activación tectónica reciente del escalón del Ragudo.

5.1.2 El Río Palancia.

La cuenca media-baja del Palancia participa de una evolución en cierto modo similar a la del Mijares. Los restos de penillanura fundamental erosiva conservados en las sierras de Pina-Espadán y Javalambre-Calderona, así como la facies "páramo" conservada en el centro, permiten suponer un laxo drenaje hacia el SE similar al actual; no se produjo, pues, la ruptura entre la red pliocena y la pliocuaternaria en cuanto al sentido y ubicación de la arteria principal de drenaje. Sin embargo, el sector de cuenca que se extiende aguas arriba de Segorbe no posibilita tal interpretación: los restos de penillanura fundamental son siempre erosivos; su hundimiento respecto a los de Javalambre y Espadán es debido fundamentalmente a causas tectónicas, pudiendo reconocerse perfectamente las fallas que lo han motivado; su escalonamiento hacia el mar es producto de fracturas recientes (el Ragudo) ; por último, como hemos señalado anteriormente, existe todavía un drenaje obsecuente que, de no ser por la acción remontante de algunos afluentes del Palancia (Rambia de Orduña y Barranco del Hurón), podría afectar a una mayor área que la actual. Queda pues la incógnita de si el Palancia actual coincide grosso modo con el Palancia mioplioceno o si, aguas arriba de Segorbe, ha

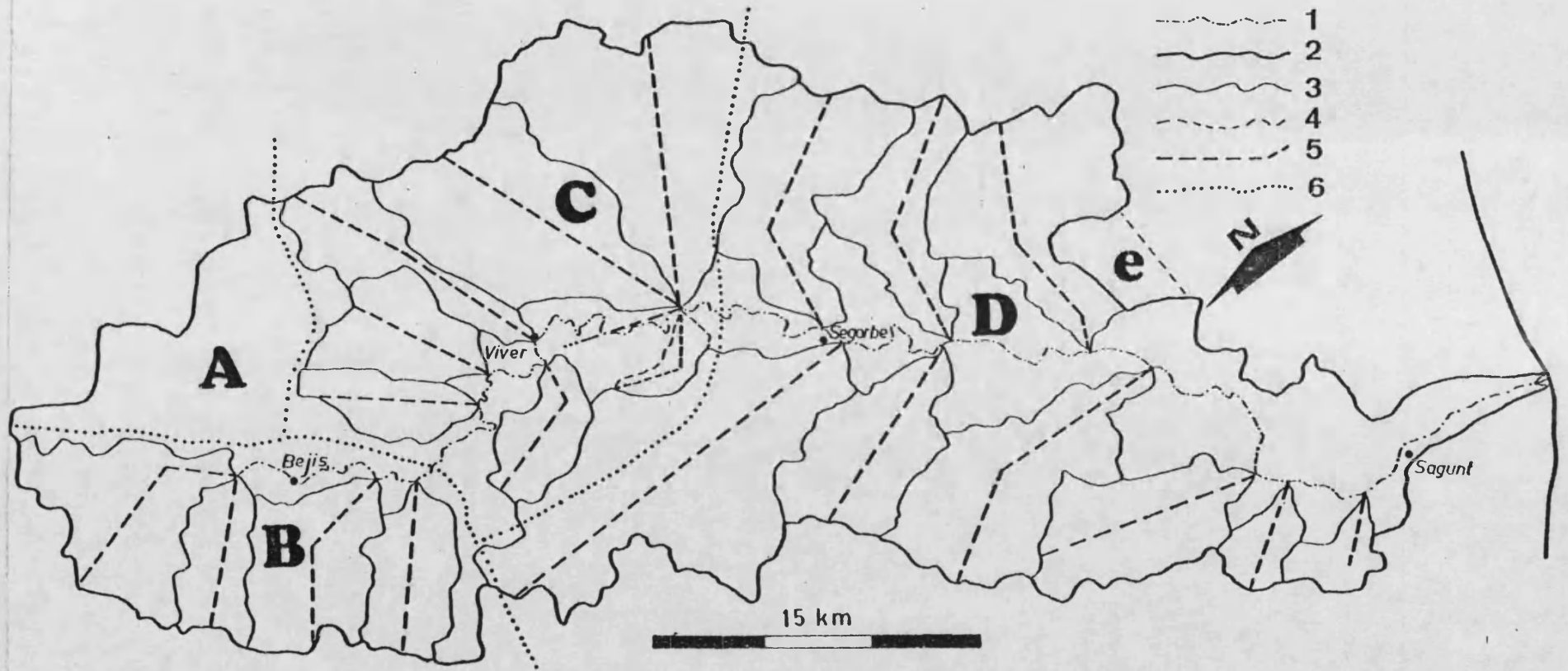
sido capturado, tras los diversos episodios de fracturación, a una antigua cuenca endorreica o incluso al Mijares.

Más claros son los indicios de que el Palancia ha ido jerarquizándose paulatinamente de costa a interior tras el episodio plioceno de deformación, tal como nos muestra la diferente morfología de sus tres tramos. Aguas abajo de Segorbe la red de afluentes adopta una forma de espiga respecto al eje principal, no habiendo causa estructural que lo justifique. En la fig. 5.4 (sector D) se observa este hecho en todos sus aspectos: las cuencas de los afluentes de la margen izquierda, cuya cabecera mantiene la impronta estructural de Espadán, tienen un tramo final sesgado, respecto al Palancia y ajeno al del resto de la cuenca; esta característica va perdiendo importancia hacia el interior.

Los afluentes de la margen derecha tienen unas cuencas de drenaje cuyo eje de simetría (1) está todavía más sesgado respecto al Palancia; aún así, los barrancos principales, tomando como tales los más largos,

(1) Los criterios adoptados para el trazado de los ejes son que partan de la confluencia del afluente con el río principal, que discurren por el centro de la cuenca y que la dividan en dos partes de igual o similar área.

-250-



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6



15 km

suelen discurrir preferentemente al N de estos ejes, destacando la asimetría de las cuencas. Estas cuencas (barrancos de Sarvà, de Somat, de Rovira y de la Torrecilla) están compuestas por un conjunto de cauces que descienden de la Sierra Calderona y un colector que, partiendo de la subcuenca más occidental, recoge las aguas de los diferentes cauces para verterlas al Palancia en dirección subparalela. Hay que destacar, finalmente, la presencia de posibles valles muertos y codos de captura, así como de lugares en donde un episodio de erosión remontante puede provocar nuevas capturas.

Todos estos rasgos nos permiten suponer una evolución por capturas de la red de afluentes del Palancia, desde Estivella a Segorbe, especialmente visible en los de la margen derecha. Los cauces orientales, al tener un nivel de base más bajo que el occidental más inmediato, e incluso la cabecera de algún barranco de 2º ó 3º orden orientada hacia los tramos medios y bajos de los cauces occidentales, los han ido capturando. Nos inclinamos a pensar en episodios de erosión desencadenados por los sucesivos ahondamientos del curso principal, tal como sugiere GONZALO MORENO (1979) para los casos de captura de los ríos riojanos.

El tramo de cuenca del Palancia que se extiende entre el pantano del Regajo y el Ragudo (fig. 5.4, sector C), como se señalaba en apartados anteriores, ha sufrido procesos de fracturación recientes, y su respuesta hidrológica ha discurrido alternativamente entre dos posibilidades, la jerarquización por parte del bajo Palancia a través del estrecho portillo de Navajas y el endorreísmo. Sólo a partir del Pleistoceno Medio presenta una clara y definitiva jerarquización, y una morfología de las terrazas fluviales semejante a la del resto de la cuenca inferior. Por su parte, la red de afluentes muestra control estructural (los afluentes de la margen derecha -sector B- o la Rambla de Gaibiel) o una disposición casi ajena al Palancia actual (red instalada sobre las superficies de Valdurón y Caudiel); estas últimas arterias guardan más relación con la inclinación de las plataformas que labraron sus antecesores que con el río principal.

Aguas arriba de Begís, el Río Palancia sigue mostrando rasgos de incipiente jerarquización. La regularización del cauce actual a partir del escalón del Ragudo ha progresado con gran rapidez gracias a los afloramientos de Keuper y ha propiciado el magno desprendimiento rotacional de la Fuente de los Clóticos en donde un grueso paquete de calizas infraliásicas

ha resbalado sobre los materiales margoyesosos infra-
yacentes. A partir de El Molinar, sin embargo, cesa la
erosión remontante, tanto en los afluentes sudocciden-
tales, instalados en roquedo duro como en la Rambla de Or-
duña que lo hace en los más blandos del Kimmer Superior
y Portlandiense. La amplia cuenca de esta rambla es
otro de los sectores que pueden individualizarse dentro
de la cuenca del Palancia (fig. 5.4, sector A).

La jerarquización paulatina y tardía del Palancia
no ha impedido que el río tenga en la actualidad un per-
fil de equilibrio altamente evolucionado, lo que ha
motivado, junto con el amplio desarrollo del abanico
aluvial costero, que ALONSO PASCUAL (1957, a p. 56 y 1957,
b p. 495) lo haya considerado como el río más próximo
a la madurez de los que desembocan en la provincia de
Valencia. El predominio de los materiales blandos en
el eje de la cuenca e incluso el mismo hundimiento tar-
dío de la cuenca media-alta han posibilitado tal madu-
rez del perfil actual del río. Esto, sin embargo, no
debe enmascarar la verdadera evolución de este sistema
fluvial. Para interpretar ésta correctamente pensamos
que los criterios morfológicos tradicionales deben com-
patibilizarse con los morfogenéticos.

5.1.3 Las cuencas del piedemonte costero.

El Río Sonella y el Belcaire ocupan el tramo de piedemonte costero y retablo montañoso adyacente que se extiende entre los ríos Mijares y Palancia. Entre ambos drenan la totalidad del extremo oriental de la Sierra de Espadán, adentrándose la acción del Río Sonella, hasta el pico Rápita, entre Villamalur y Alcudia de Veo.

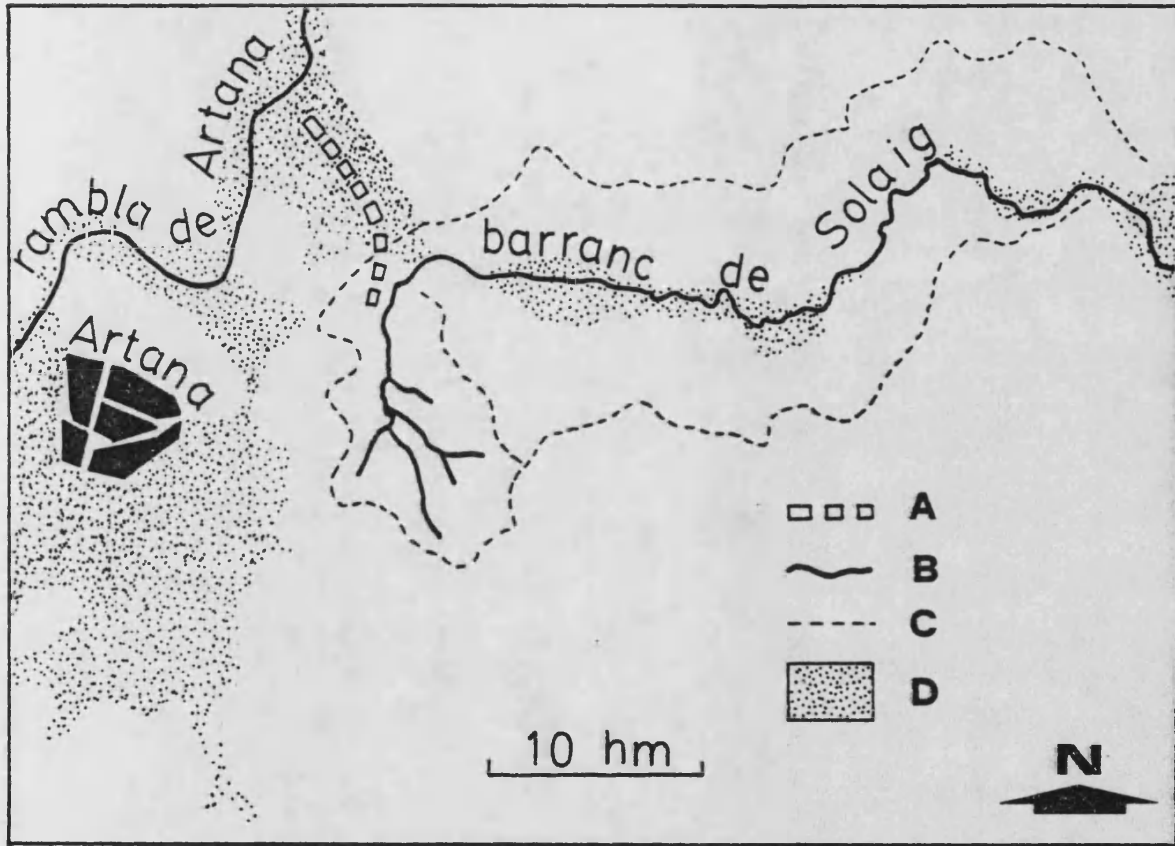
La organización de la red en la parte montañosa de las cuencas se ha visto condicionada por el fuerte hundimiento de la porción costera (escalón Xilxes-Burjassot y Alfara de Algimia- La Vilavella, cap. 3). La mayor progresión de la cuenca del Río Sonella, por su parte, ha sido debida a la importante falla del N de Espadán. El diseño de la red en esta parte montañosa tiene un marcado carácter estructural, adaptándose tanto a fracturas que hunden lateralmente la morfoestructura de Espadán como a fracturas transversales.

La erosión remontante ha tenido, sin duda, un papel de suma importancia; la cabecera de la Rambla Cerverola, que junto con el Barranc de Sant Josep conforman el Riu Belcaire obedece posiblemente a este mecanismo. También puede observarse en los pequeños cauces del piedemonte de Betxí y la Vilavella; uno de es-

tos, el Barranc de Solaig ha logrado capturar parte de los afluentes meridionales de la Rambla de Artana y amenaza con captar la totalidad de la cuenca (fig. 5.5).

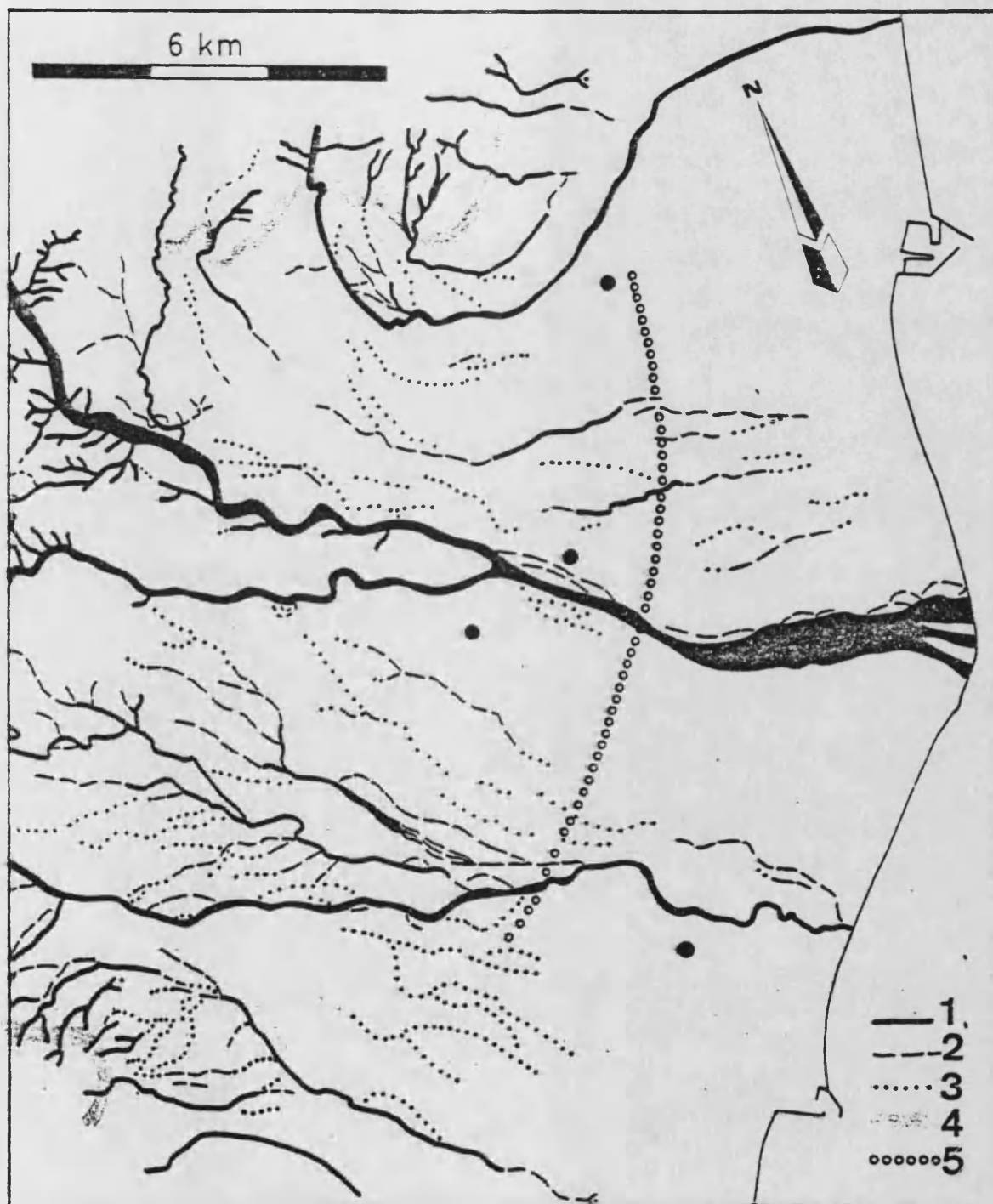
La organización de los tramos inferiores de la red, ya en el piedemonte costero, guarda relación con la propia geometría de los depósitos acarreados por los ríos. El Río Sonella puede considerarse un río yazoo, al discurrir paralelo al Río Mijares, con el que estructuralmente debería unirse; el abombamiento del cuerpo de depósitos acarreados por la arteria principal lo impide. Rasgos similares han sido señalados por MATEU (1982) en el Riu Sec de Borriol respecto a la Rambla de la Viuda o en el Riu Verd y Barranc de Barxeta respecto al Riu Xúquer (LA ROCA y CARMONA, 1983). La red adopta, en este área final, una estructura radial divergente, de forma que el Sonella capta paleocauces y cauces activos que proceden del Río Mijares y a su vez no recibe los del sector meridional que, como el Barranc de Sant Antoni (Betxí), afluyen directamente a la marjal de Nules contribuyendo a su colmatación. (fig. 5.6)

Esta red de paleocauces del abanico del Mijares se ha conservado en buenas condiciones debido a que concurren en mayor o menor medida los factores que VAN GRAAF et al. (1977) señala para la conservación de estas formas:



cambio a un clima árido tras su formación (interglaciar Riss-Würm, siguiendo la cronología apuntada para G₂-T₂ sobre cuyos depósitos se desarrollan), formación de duricostras (mantos aluviales encostrados de la Plana) y estabilidad tectónica.

La red del abanico del Riu Belcaire adopta la misma estructura radial divergente que la del Río Mijares; el Barranc del Randero efectúa a la altura de la Vall d'Uixó un brusco giro que impide su unión con el Barranc de Sant Josep y se dirige hacia la citada marginal de Nules. Esta repetida morfología permite pensar que la red de ríos y barrancos del piedemonte costero es generada por incisión con posterioridad a la elaboración de G₂-T₂, con cuya topografía concuerdan absolutamente. Estos barrancos incididos de estructura radial pueden enlazar con cuencas de recepción en el área montañosa (Barranc de Sant Antoni, Barranc del Randero...), pero es frecuente que su cuenca se ubique sobre los mismos depósitos cuaternarios (Barranc de l'Hospital); pueden tener una incisión parcial y remontante (Barranc de Passets), estar en relación con paleocauces, conectar con colectores más importantes (Barranc de Rátils con el Riu Sonella) o perderse a modo de cauces efímeros en los mismos depósitos de los abanicos (Barranc de Fraga y Barranc d'Almassora).



5.1.4 Barranc del Carraixet.

El rasgo más peculiar de la cuenca del Carraixet es el de su acusada disimetría: desde su entrada en el piedemonte de Bétera, tras pasar por Olocau, el cauce principal apenas recibe ningún afluente por la derecha salvo las débiles escorrentías de algunos valles de fondo plano que descienden de la plataforma calcárea de Burjassot-Llíria. El Carraixet en realidad es un gran colector de las aguas de la vertiente meridional de la Sierra Calderona que ha sido arrinconado a causa de la presión ejercida por la progresión de los abanicos aluviales que arrancan de la sierra. Esta dicotomía sierra-llano cuaternario no ha pasado inadvertida a los autores que anteriormente han estudiado este sector como ALONSO PASCUAL (1957,b) y SAIZ BUENDIA (1972). Su categoría de colector quizá sea el resultado final de una tendencia a la captura de cuencas aledañas, como es el caso actual de la Rambla Primera de Llíria, de la que se encuentra tan sólo a 300 m (PEREZ PUCHAL, 1963, p. 151)

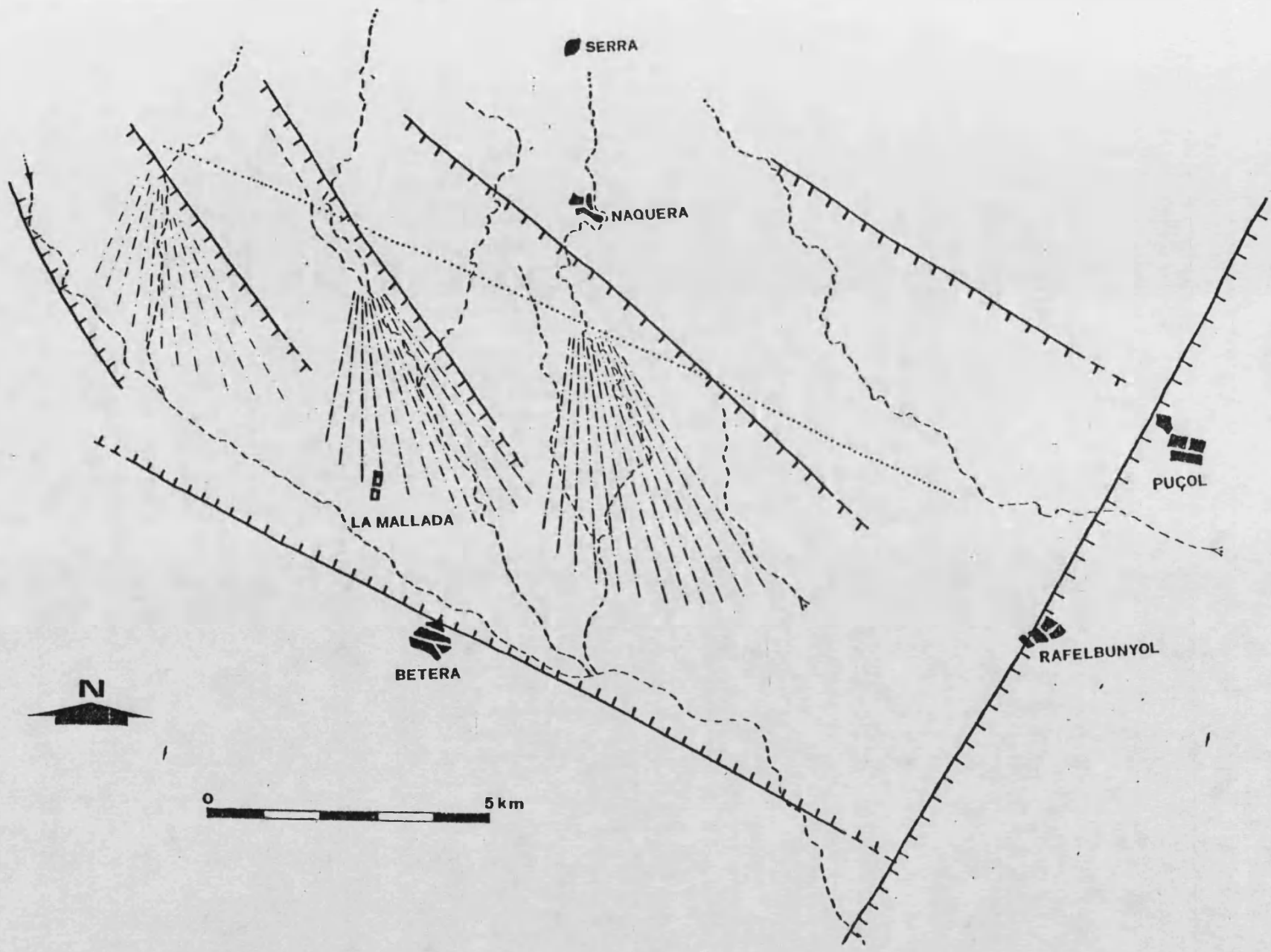
A partir de los rasgos morfológicos, ALONSO PASCUAL (1957,b) señala el poco grado de evolución de este aparato hidráulico, especialmente en lo que se refiere a la gradación del perfil longitudinal. Una vez más,

como se señalaba en el caso del Palancia, no concuerdan los rasgos morfológicos con los morfogenéticos: desde que entra en la mitad cuaternaria de su cuenca, el barranco ve condicionada su dirección por la falla que interrumpe la plataforma calcárea de Burjassot-Llíria por el N ; por otra parte, todas las cabeceras de los barrancos afluentes por la izquierda (Barranc de Nàquera, Barranc del Cirerer, Barranc de Pedraibilla), y la propia del Barranc d'Olocau (1) han progresado a partir del escalón Higuieruelas-Puçol. Es decir, desde muy temprano se creó un graben disimétrico que convirtió un antiguo lago o albufera pliocenos en un marco adecuado para la organización del Carraixet tal como lo vemos actualmente.

Queda únicamente una duda acerca de la edad de la falla (ver esquema de la fig. 5.7) que afecta a la plataforma de Burjassot-Llíria. Efectivamente, cabe la posibilidad de que se trate de una gran fractura de edad villafranquiense, contemporánea a la deformación que hemos señalado en los retazos villáfranquienses del pie de la Sierra Calderona. Sin embargo, aparte de la desmesurada magnitud de una y otras fracturas, la apa-

(1) Primera denominación del Barranc del Carraixet.

-261-



riencia de esta falla, totalmente paralela a la dirección del escalón Higuieruelas-Puçol, es la de ser una falla antitética, generada simultáneamente o inmediatamente después de las fracturas sintéticas superficiales que produce más al N el citado escalón. Todo ello redonda en la antigüedad de la organización de la red.

Otra de las observaciones que posiblemente han inducido a ALONSO PASCUAL (1957,b) a emitir esta afirmación es quizá el de la triple confluencia de las cuencas más importantes en un solo lugar, lo que podría interpretarse como síntoma de mala jerarquización. Esto no es así, ya que tanto el Barranc del Cirerer como el de Nàquera no hacen más que discurrir sobre sus propios conos de deyección. Estos conos son adyacentes y por lo tanto, según RACHOCKI (1981), tienen cierta probabilidad de interferencia de sus canales braided, incluso de los de mayor proporción de flujo. Tras la incisión de la red (posterior al nivel G₁-T₁) el cauce dominante del Barranc del Cirerer se ha asentado en el flanco oriental de su cono, mientras que el de Nàquera lo ha hecho sobre la occidental. Esto ha condicionado su afluencia conjunta al Carraixet, delante del Mas de Quiquet.

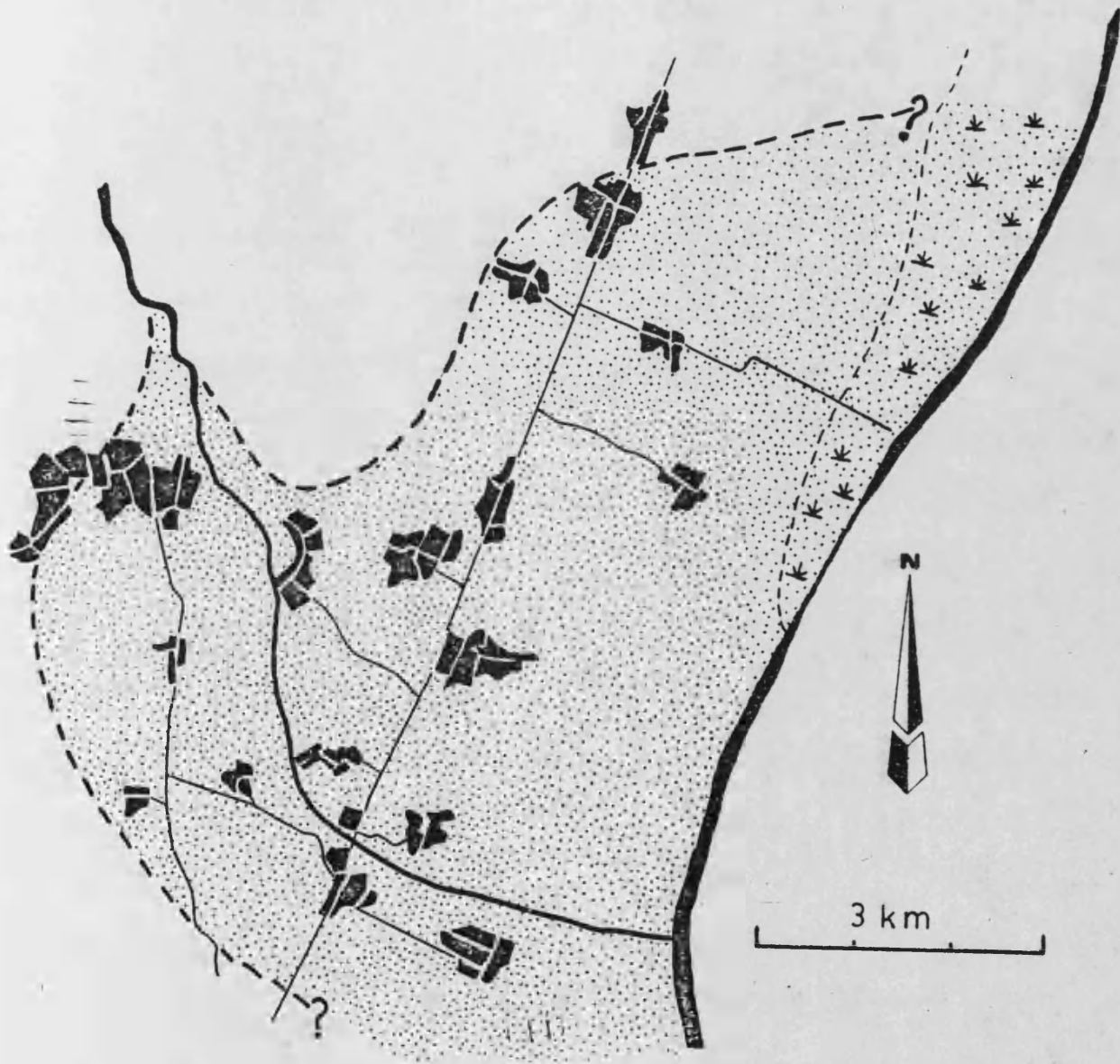
ALONSO PASCUAL (1957,b) atribuye a este hecho

la especial virulencia de las avenidas de este aparato hidráulico. La última (1949), afectó a gran parte de la Huerta Norte de Valencia, desde Tavernes Blanques hasta Massamagrell (ver fig. 5.8).

5.1.5 El Río Turia.

En la introducción al sector morfogenético del Río Turia (cap. 4) ya hemos aludido a la especial organización de la red de afluentes de este río: desde Vilamarxant hasta el mar no recibe ningún afluente importante, excepto barrancos de bajo orden; desde Chulilla tiene una red paralela, especialmente en la margen izquierda, constituida por la Rambla Castellarda y el Barranc del Carraixet, por una parte, y por la Rambla del Poyo, por otra. Estos últimos aparatos fluviales, además, no llegan a conectar con el río, ni siquiera en su último tramo, debido al efecto topográfico de divergencia creado por la construcción del abanico aluvial a partir de Quart. Los factores de esta especial distribución del drenaje hay que buscarlos, sin duda, en los avatares de su organización postpliocena y en las herencias miopliocenas.

Desde Santa Cruz de Moya, cuando sale definitivamente de la fosa Turia-Alfambra, el Río Turia no dis-



curre entre dos áreas antiformes como lo hacían el Río Mijares y el Río Palancia, sino entre una de tal índole (Sierra de Javalambre-Calderona) y otra sinforme convertida en horst (Sierras de Utiel-Buñol). Entre ambas se ubicaban, a su vez, una pequeña área antiforme, en el eje de las extrusiones triásicas de Chelva y Gestalgar, y otra sinforme, cuyo principal testimonio es la cubeta de roquedo cretácico de Alpuente. Es decir, desde el punto de vista morfoestructural no cabe pensar, a diferencia de otros sectores analizados, en una organización del drenaje mioplioceno ni siquiera semejante al actual, a no ser que la primera fase distensiva crease una cubeta miocena con eje parecido al del Río Turia actual. La falta de depósitos miocenos desde la fosa Turia-Alfambra hasta la costa nos hace desechar, sin embargo, esta idea.

Por el contrario, la fosa Turia-Alfambra tiene una continuación sedimentaria hacia el SW, por Mira, hacia el Río Cabriel, mientras que el Mioceno de la plataforma de Burjassot-Llíria tiene un carácter francamente marino, siendo sólo lagunar o albufereño en el techo. El Mioceno de Pedralba, por su parte, parece estar ligado a pequeñas fosas transversales, como la propia de Chera o la de la falla nororiental de la Sierra de los Bosques, o pertenecer al de la vasta plataforma

abierta al mar a partir de Buñol. Por último, el supuesto terciario de la cubeta de Casinos y piedemonte de Bétera (DUPUY DE LOME, 1958) ha quedado suficientemente explícito que no es tal sino que se trata de depósitos cuaternarios.

Así pues, desechada la conexión del drenaje actual del Turia con un drenaje importante mioplioceno, hemos de resaltar cuáles han sido los factores de la organización y evolución del río actual a partir de la deformación pliocena. Por una parte, tenemos el importantísimo salto del escalón Higuieruelas-Puçol, continuado posiblemente por una abrupta flexura que hunde la cubeta de Alpuente frente al macizo de Javalambre. Por otra, el fuerte hundimiento del sector costero a partir del escalón de Buñol y del más externo de Xilxes-Burjassot. Este hundimiento se trasmite a su vez hacia el interior en el sector de Casinos, cubeta que, como hemos señalado en otros apartados, continua subsidente, al menos hasta después de los episodios villafranquieneses. Por último, tenemos la elevación continuada desde el Mioceno (según BRINKMANN, 1931) - o simplemente configuración como horst tras la deformación pliocena de las sierras de Utiel-Buñol.

Estas tres componentes crean, ya de por sí, un marco adecuado para la ubicación y rápida progresión de una red de directriz ibérica. La exhumación de las extrusiones de Chelva y Gestalgar permitirá la fuerte incisión de uno de los colectores, que acabará convirtiéndose en cauce principal sin ir necesariamente por el eje de la vaguada tectónica creada (sí lo hace la Rambla Castellarda). El gran adentramiento de estos materiales blandos (hasta la altura de Titaguas) motivará que la cabecera de esta red, tras dismantelar la parte nororiental de la cubeta miocena de Sinarcas contacte en Santa Cruz de Moya con la red de la fosa, Turia-Alfambra. Hay que retrotraer la edad de este contacto, como más pronto, inmediatamente después de la deformación pliocena, aunque la morfología de la cuenca del Turia, aguas arriba y abajo de este lugar, y la orientación de la red de afluentes del Río Turia en la fosa (que afecta incluso al Río Arcos) apuntan a una captura más reciente. Únicamente el estudio detallado de las inclinaciones de la penillanura fundamental y, sobre todo, de los niveles morfogenéticos posteriores, podrá aportar más luz a esta hipótesis; aquí no se ha podido realizar esta tarea, salvo de una manera superficial, al estar excesivamente separado este sector del área de estudio.

Esta evolución de la cuenca y del colector principal arrastra consigo la organización del resto de afluentes principales:

a) La Rambla Castellarda enlaza la cubeta del Villar del Arzobispo y otras depresiones más pequeñas con la de Casinos, sorteando los bloques jurásicos que han quedado en posición elevada en el centro de la vaguada tectónica. En todo su trayecto medio y final discurre paralela al Río Turia, en claro ejemplo de deficiente organización de la red. Está a punto de ser capturada en varios lugares (Losa del Obispo, W de Vanacloig, SE del Cerro Gordo y en especial, entre los km 6 y 7 de la carretera de Pedralba a Casinos) gracias a la labor de zapa de las cabeceras de la red que afluye directamente al Turia (Barranco Tarragón, Barranco Tabairas, Barranco de la Fuente y Barranco de la Salada, en cada uno de los casos)

Sin duda, uno de los rasgos más aparentes de esta rambla es el de la desmesurada anchura de su cauce, PEREZ PUCHAL (1963, p.150) emite la hipótesis de que la excesiva carga le impide ahondar en profundidad durante las avenidas mientras que la violencia de la corriente favorece la excavación lateral. MATEU (1982), cuando jus-

tifica la anchura de la Rambla de la Viuda, de morfología del lecho similar al de la Rambla Castellarda, considera que la violencia de las avenidas se traduce en zapa lateral debido al carácter braided de estos ríos secos mediterráneos. En el caso de la Rambla de Castellarda, aparte de las consideraciones de estos autores, con los que se está básicamente de acuerdo, se añade un factor local, que es el del afloramiento en extensos mantos de unos conglomerados cuaternarios, probablemente correspondientes a las facies encostradas de T₂, que en las cercanías de la desembocadura aparecen recubiertas por T₁; éstos mantos pueden observarse en el cruce de la Rambla con la carretera de Lliria a Pedralba.

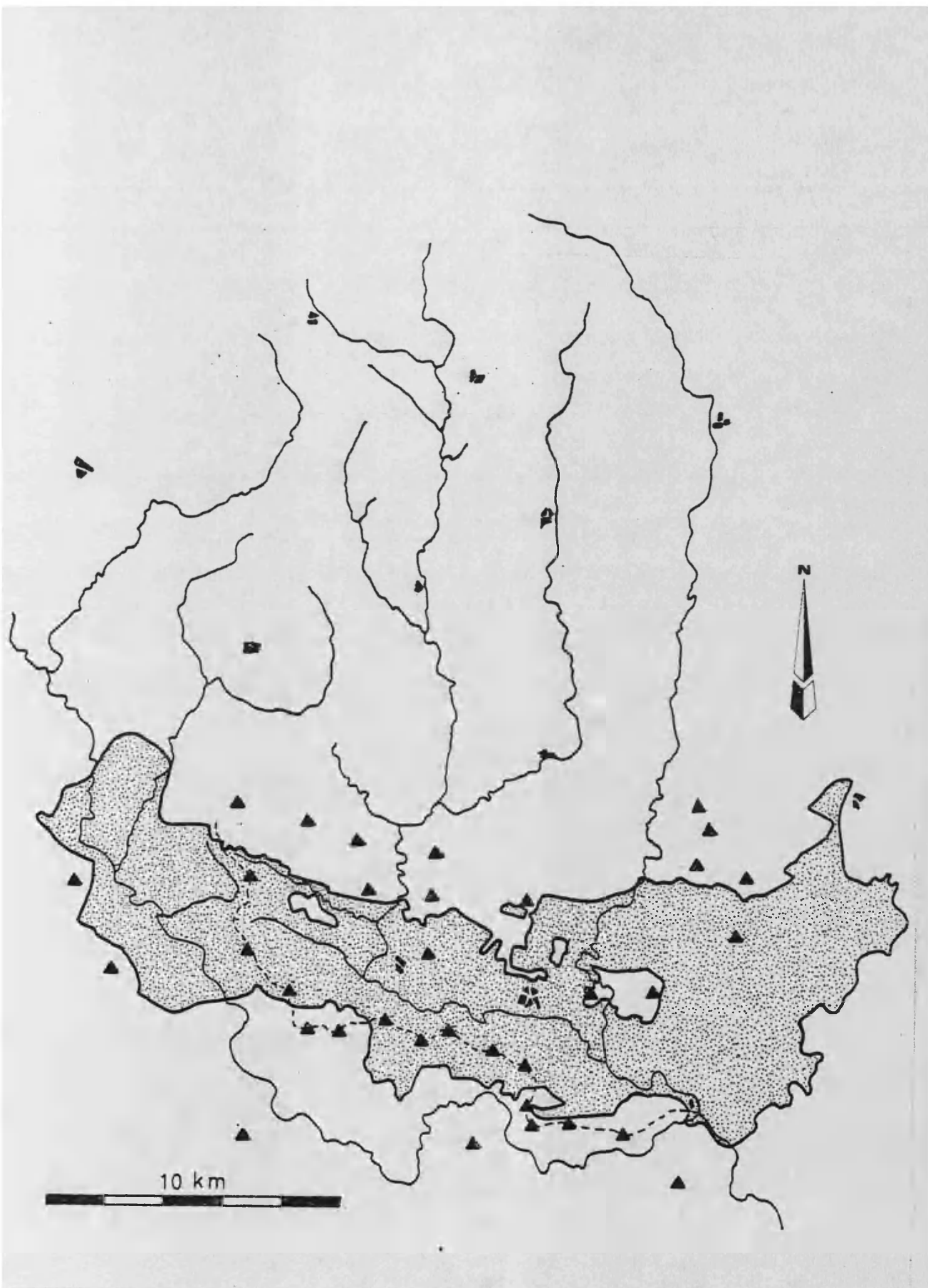
b) El río de Chera se ha ubicado en una fosa terciaria transversal a las estructuras ibéricas de las sierras de Utiel-Buñol. Jerarquiza parte de la red estructural de estas sierras y progresa por erosión remontante a merced de la cuenca del Magro.

c) La Rambla de Abejuela, o de Alcotas, tiene una cuenca elongadísima y curvada. En cabecera ha conectado, seguramente por erosión remontante, con el navajo de Torrijas, pequeño polje de claro origen tectónico al pie de la sierra de Javalambre -GUTIERREZ ELORZA et al., 1983- El resto de la cuenca ha progresado gracias a la extrusión

de Chelva, en cuyo margen occidental se sitúa. Los materiales blandos de la extrusión han condicionado una fortísima incisión que ha posibilitado la captura de su actual cabecera en detrimento de la Rambla de Andilla, hacia la cual la cuenca alta muestra todavía su componente natural.

d) Finalmente, cabe considerar la organización del río de Tuéjar, tanto porque una pequeña porción de su cuenca es objeto de nuestro análisis como, sobre todo, por su importancia como testimonio de la evolución de la cuenca alta del Turia (fig. 5.9) . La morfología de su red tiene una serie de rasgos sobresalientes: colecta un conjunto de cuencas muy elongadas y paralelas que descienden de la Sierra de Javalambre (Rambla de Alcotas, Rambla de Ahillas y Rambla de Arguela); no tiene ningún afluente por la derecha, ya que apenas existe espacio entre este colector y el Río Turia; aprovecha en todo su trazado la mitad sudoriental de la extrusión de Chelva; aguas arriba de Tuéjar el colector efectúa un codo brusco, hacia el N, interrumpiendo su progresión hacia el W, que sólo continúan los pequeños barrancos de las Roturas y del Prado.

El aspecto, pues, es el de captura por parte del Río Tuéjar de gran parte del drenaje que desde Javalambre



vertía sus aguas al Turia al encajarse en el Trías plástico de la extrusión de Chelva exhumada por la incisión de la red. Otra hipótesis alternativa es la de la génesis tardía de esta extrusión, a raíz de fracturas pliocenas, de manera similar a la que SIMON GOMEZ y PEREZ CUEVA (1980) atribuyen a la extrusión de Llucena. Es preciso señalar, de entrada, que no existen pruebas incontestables acerca de la validez de una u otra hipótesis, sino sólo un conjunto de rasgos que nos permiten inclinarnos a favor de la primera. Esto es debido a la absoluta falta de depósitos miocenos o pliocenos que estén en relación con esta estructura diapírica.

En contra de la génesis tardía de una extrusión que hiciese acomodarse nuevamente a la red fluvial está la falta de una linealidad de los bordes que denote su relación genética con una gran fractura y el hecho de que el Río Turia aproveche la mitad accidental de la extrusión: si el río fuese claramente anterior a la estructura, difícilmente hubiera podido sustraerse a su influencia. Por contra, el Río Turia deja la extrusión a la altura del pantano de Benagéber para encajarse en roquedo calcáreo jurásico, mucho más resistente que los materiales margososos de aquella. Es decir, se trata mas bien de un ejemplo de sobreimposición de la red que de una antecedencia.

La fig. 5.9 nos ayuda a desvelar el proceso por el cual se ha llegado a tal estado de organización de la red:

- las alturas de los relieves confinantes de la extrusión (cotas máximas) nos indican una clara inclinación de la topografía de cumbres en sentido NE-SW. Esto permite suponer que la vaguada tectónica originada por la deformación de la penillanura fundamental tiene su eje por donde actualmente discurre el Río Turia.

- la extrusión no alcanza, en general, cotas más elevadas que las de los relieves circundantes, incluso que los del SW. La divisoria entre el Río Tuéjar y el Río Turia tampoco alcanza cotas superiores a las de estos relieves, lo que demuestra que su elaboración es claramente posterior a la de la superficie culminante primitiva.

- sobre esta superficie discurría el Río Turia cuando se organizó tras la deformación de la penillanura fundamental, recibiendo todo el drenaje que desciende de las Sierras de Utiel y de Javalambre.

- la fuerte incisión de la arteria principal fue propiciada por la extrusión preexistente, en su parte occidental y extremo sudoriental (cola del pantano de Loriguilla), y por la facies de materiales blandos del techo del Jurásico y base del Cretácico (facies Pürbeck y

Weald). Estos materiales blandos fueron los que facilitaron que el Río Turia se asentase en su trazado primigenio en lugar de buscar emplazamientos más propicios. Tras estas primeras fases de incisión, facilitadas por el afloramiento de materiales blandos, el Río Turia encuentra materiales calcáreos duros de edad jurásica en su proceso de encajamiento; la importancia de la arteria permite la sobreimposición.

- es dudoso que los afluentes de la margen izquierda del Turia pudieran sobreimponerse, como el río principal, a esta franja de materiales jurásicos duros existente entre la extrusión de Chelva y el río, y sustraerse a la influencia de la extrusión. No obstante, sea por esta dificultad o sea por la labor de captación de una arteria remontante desde Domeño -el lugar en donde el Río Turia vuelve a tomar contacto con la extrusión- el resultado final ha sido el de la interrupción de este drenaje hacia el río principal y su captación por el Río Tuéjar.

5.2 LA RED FLUVIAL Y LAS ESTRUCTURAS.

Tras el análisis de las direcciones del drenaje y del grado de evolución de éste, se puede afirmar el carácter predominantemente estructural de la red fluvial de esta región. Por supuesto que esta característica no es

en absoluto novedosa dentro de un mundo mediterráneo y alpino. MATEU (1982) ya resalta este hecho al analizar la red del Maestrazgo. Otros autores, en áreas más alejadas, señalan, a menudo, estrechas ligazones entre el trazado de los cursos de agua principales y el de las fallas (vid. YAIR, 1973; LAZARO, 1977; LHENAFF, 1973, etc.). En nuestra región el influjo de las estructuras se traduce, no obstante, en diferentes resultados según la escala que se aplique.

- En primer lugar está la adaptación de las grandes arterias a las principales morfoestructuras; esta adaptación es total, si exceptuamos algunos sectores de drenaje obsecuente en la cabecera del Río Palancia.

- A otra escala tenemos la adaptación de algunos tramos de ríos y afluentes importantes a morfoestructuras menores, como pequeñas fosas, extrusiones o grandes fracturas; sin querer ser exhaustivos es preciso señalar el caso de la Rambla de Cerverola y la cabecera de la Rambla de Andilla como ejemplos del primer tipo, los tramos medios del Mijares y del Turia, dentro del segundo, y el Río Montán o el Barranc del Carraixet como cauces guiados por grandes fallas.

- Finalmente, a pequeña escala, cabe considerar los patrones estructurales de los cauces de órdenes intermedios, patrones cuya orientación corresponde fielmente a la red de fracturas de medianas dimensiones. Son los

sectores donde aflora ampliamente el roquedo del Buntsandstein los que mejor han permitido el desarrollo y conservación de este tipo de trazados de la red (ver fig. 5.3).

La evolución de la red fluvial durante el Cuaternario ha hecho que todos estos rasgos de adaptación a las estructuras hayan ido variando y debilitándose. No obstante, son los rasgos que consideramos como de escala media los que lo han conseguido en mayor medida: los ríos principales siguen teniendo una marcada componente ibérica y las cabeceras de sus afluentes, un control estructural del que les es difícil zafarse, especialmente cuando están labradas en roquedo duro. En realidad, son únicamente los sectores en donde dominan los glaciares y las formas de deposición aluvial las que dan muestras de haber logrado unas direcciones propias, independientes de las estructurales primitivas, a no ser que estas formas se hayan visto afectadas por nuevas fases de deformación tectónica: es el caso, probablemente, de la Rambla Primera de Llíria o el de la Rambla de Gaibiel.

Como sectores con patrones evolucionados de la red actual tenemos los siguientes:

a) Sector del piedemonte costero, en donde domina un patrón radial divergente desde los abanicos aluviales

y convergente hacia las albuferas, factor indudable de su colmatación.

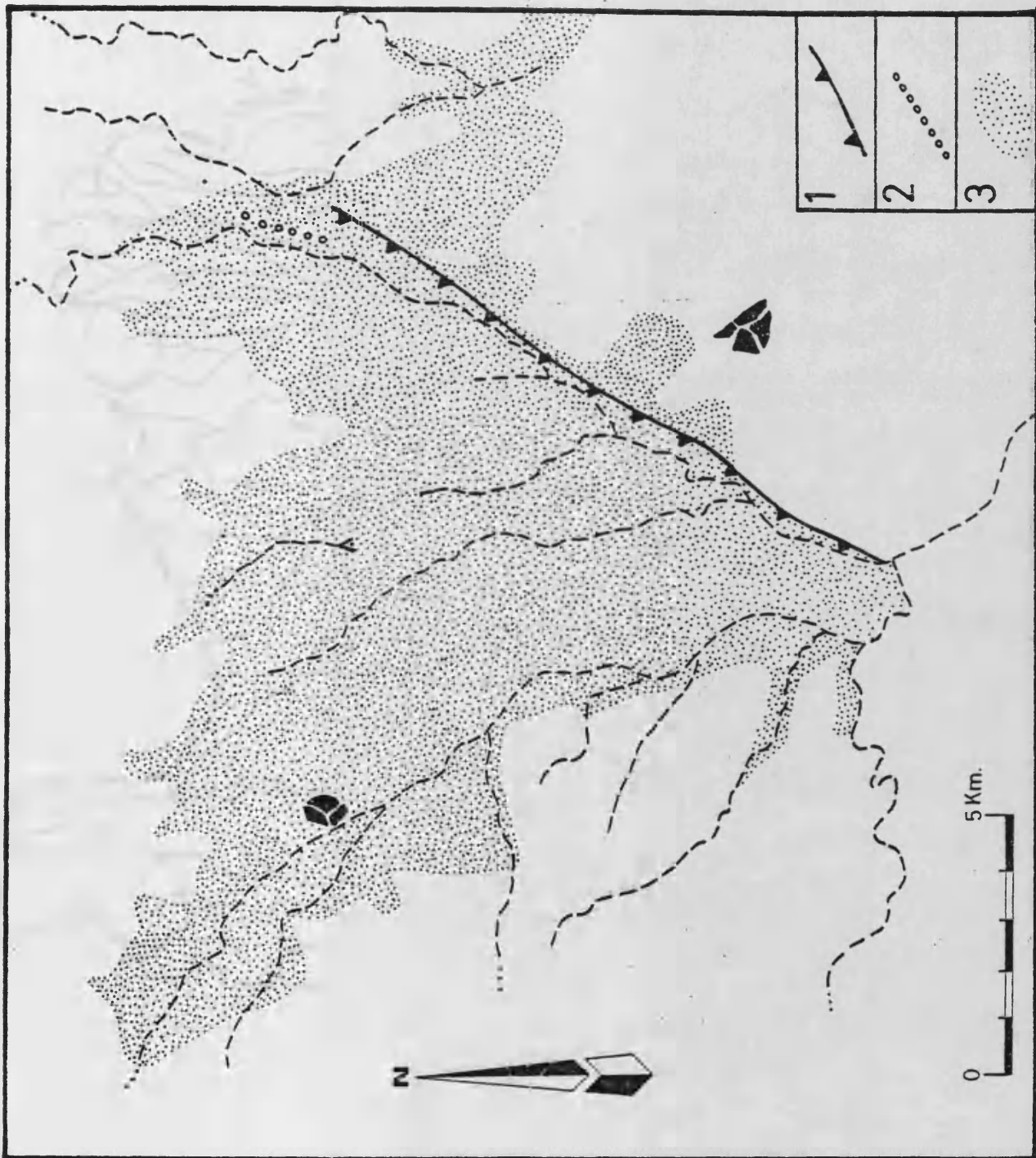
b) Valle medio e inferior del Río Palancia en donde se ha ido formando un patrón en forma de espiga semejante al que SIMON GOMEZ y PEREZ CUEVA (1980) señalan en la margen izquierda del Río Mijares, pero con la particularidad de que aquel está encajado y el del Río Palancia no, lo cual apunta a causas sustancialmente diferentes. En aquel caso se propone un modelo de dirección compuesta, debida a la fracturación simultánea hacia el Río Mijares y hacia la costa. Mientras tanto, el caso del Río Palancia puede obedecer a un proceso continuado de capturas en el que el cauce principal, ubicado normalmente a la izquierda del eje de simetría de la cuenca, va adquiriendo porciones de las cuencas situadas al W y perdiendo parte de la mitad oriental de su cuenca (ver fig. 5.4 y apartado 5.1.2). Otro sector en donde se da un patrón en espiga es el piedemonte de Bétera, si bien aquí es disimétrico al faltar la red en la margen derecha del Barranc del Carraixet. Obedece, sin embargo, a otras causas: la componente de pendiente creada tras las deformaciones tectónicas condiciona que el eje de simetría de los conos de deyección que componen el piedemonte forme un ángulo obtuso con el Barranc del Carraixet; los actuales barrancos afluentes

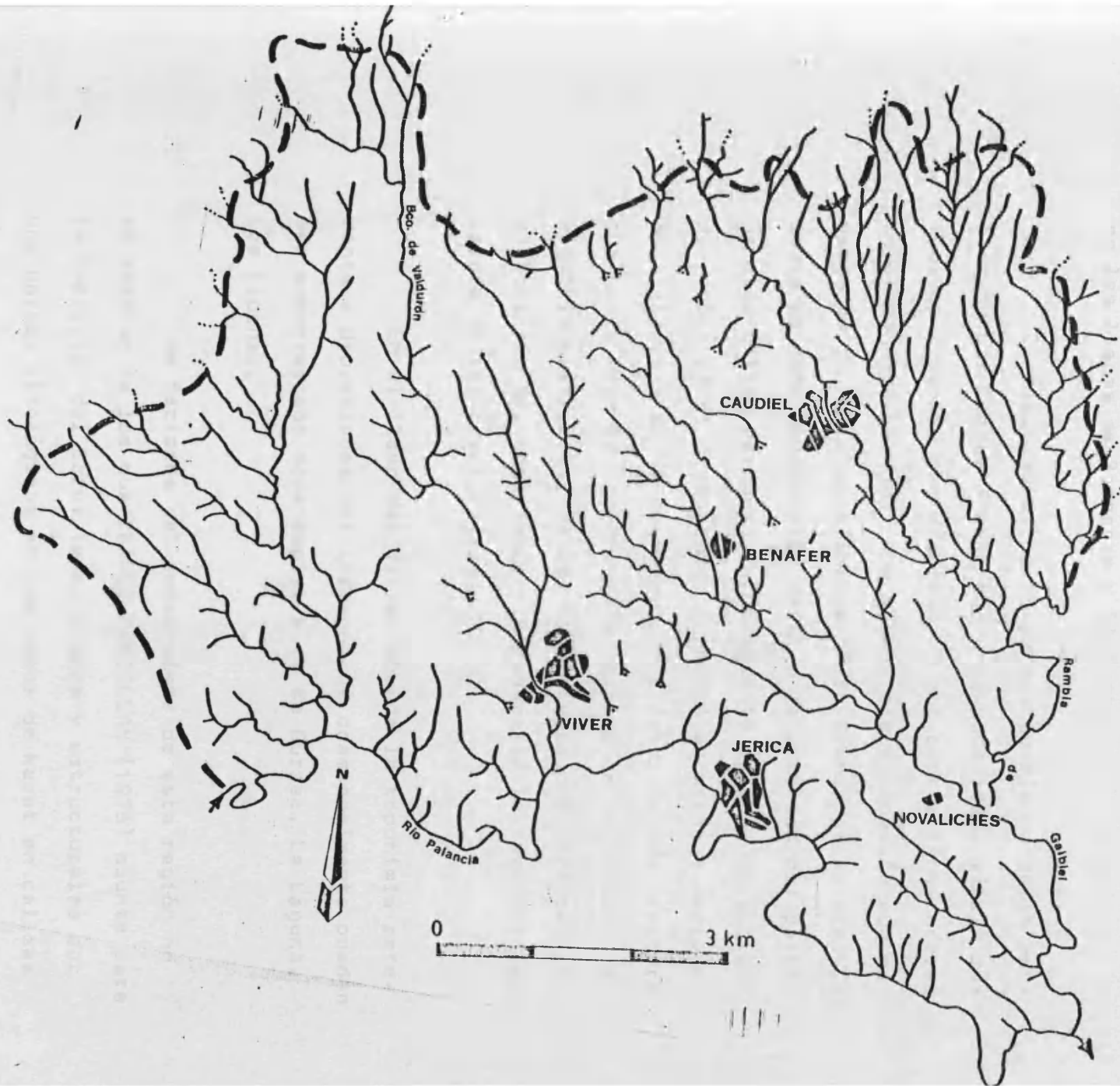
se adaptan a la topografía de los conos.

c) En dos pequeños sectores se ha elaborado un patrón grosso modo radial convergente; son las cubetas de Viver y de Casinos (ver fig. 5.4, c y 5.10). En ambas el rasgo radial debe observarse a partir de órdenes elevados de drenaje. Por otra parte, ambas reúnen un conjunto de características comunes: son cubetas intramontanas, son cuencas de deposición pliocuaternaria y parecen haber sido afectadas por episodios de fracturación recientes.

d) Existen otros sectores de extensión reducida con ciertas particularidades de los patrones de drenaje. Quizá el más peculiar sea el de las cuencas elongadas, con cauces paralelos, que se establece sobre los abanicos de Valdurón y Caudiel cuando la cubeta de Viver es francamente exorreica (ver fig. 5.11). Lo interpretamos como un síntoma de reciente jerarquización de esta red, labrada, por otra parte, sobre materiales blandos y sin influencia estructural.

e) Como contrapunto a estos patrones jerarquizados, cabe señalar los casos de endorreísmo, fenómeno, en realidad, no excesivamente significativo en esta región. Aparte de las cuencas endorreicas asociadas a poljes, sólo pueden apreciarse fenómenos de esta índole en Alcublas,





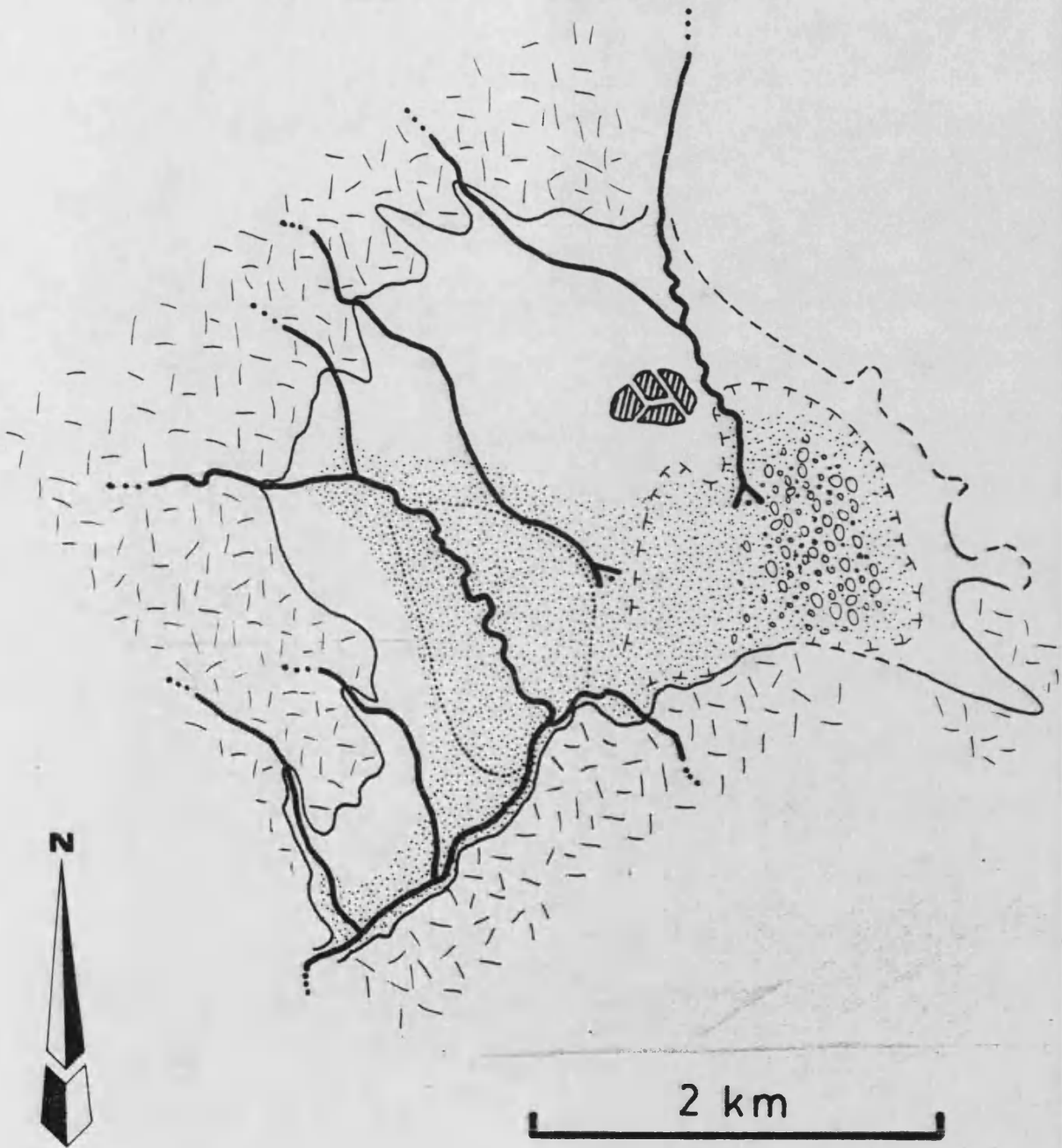
En la cubeta del Villar del Arzobispo y a pocos metros...

en la cubeta del Villar del Arzobispo y, a menor escala, en los llanos de Barracas y El Toro.

En Alcuéblas el barranco que desciende de la partida de Las Dueñas y pasa por esta localidad, vierte sus aguas y deposita sus acarreos en una cuenca semiendorreica denominada La Hoya, que apenas tiene conexión con el Barranco de Pozuelo, afluente de la Rambla de Artaix. La causa de esta desconexión ha sido la creación por parte de este último barranco de un potente cono de deyección que obstruye el desagüe de la cuenca endorreica hacia el SW. Este cono se ha desarrollado a favor de una fractura que hunde este sector frente al macizo de La Cumbre. La vigencia hasta G_1-T_1 de las condiciones que permiten la elaboración del cono inducen a pensar en la reactivación tardía de tal fractura (fig. 5.12).

En el llano del Villar abunda la toponimia referente a depresiones del terreno que ocasionalmente pueden ser endorreicas: Hoya Begís, Hoya de Gurrea, La Laguna, Las Clochas.

Los factores del endorreísmo de esta región no se apartan de los que IBÁÑEZ MARCELLAN (1975) apunta para la Depresión del Ebro: topográficos y estructurales por una parte, litológicos en los casos de karst en calizas



y en yesos y, en general, climáticos. Otro rasgo a destacar es que, como en la Depresión del Ebro, también aquí este "microendorreísmo" está asociado a niveles cuaternarios o pliocuaternarios.

5.2.1 La red fluvial y el diapirismo triásico.

Muchos de los elementos del diapirismo triásico en su relación con la estructuración de la red fluvial han ido surgiendo a lo largo de las páginas anteriores (control de algunos tramos de arterias principales por parte de las extrusiones, encajamiento rápido de los ríos sobre los materiales blandos del Triás plástico, etc.). La intención en este apartado es el de reunirlos e integrarlos a fin de lograr una interpretación coherente y completa de la función desempeñada por estos fenómenos tectónicos en la organización y evolución de la red. Para ello se comenzará enumerando cuáles son los rasgos observados más importantes:

- Las extrusiones de Triás plástico (incluyendo el Muschelkalk Medio y Superior y el Keuper) son una forma de diapirismo alpino caracterizado, entre otros elementos, por afectar a importantes extensiones de cobertura, por su lento desarrollo (en comparación vgr. con los diapiros salinos) y por no alcanzar una forma fungiforme to-

talmente desarrollada. En esta región y sus alrededores alcanzan considerable importancia pudiendo citarse varios sectores: el N de Espadán (Llucena, Villahermosa y Valle del Mijares), la cabecera del Palancia y la Rambla de Andilla y el valle medio del Río Turia (Gestálgar y Chelva).

- No todos los afloramientos de Keuper obedecen a este mecanismo de deformación. El Keuper del valle medio del Palancia y el de la Sierra Calderona, aparte de otros pequeños afloramientos, mantiene intacta su posición estratigráfica original.

- La edad de estas extrusiones es difícil de establecer con exactitud: es necesario considerar el momento en que las condiciones tectónicas permiten su inicio, así como los materiales no afectados por ellas, para poder precisar el comienzo y final del fenómeno. Los autores que lo han analizado (CANEROT, 1974 ; IGME, 1974,b) y otros autores de la cartografía geológica) suelen estar de acuerdo en que las incipientes acumulaciones de Triás plástico se desarrollan a favor de los núcleos de pliegues de la cobertera despegada, tras la fase compresiva mayor de la cadena Ibérica.

SIMON GOMEZ y PEREZ CUEVA (1980) establecen una cronología diferente para las de Llucena y Villahermosa, así como un mecanismo diferente a la hora de desencadenar

los desequilibrios de las presiones hidroestáticas: la acción de una falla normal reciente es capaz de generar este desequilibrio, de modo similar a lo ocurrido en el diapiro de Estella (PFLUG, 1973). Estos autores establecen también dos cronologías diferentes para la culminación de las extrusiones del valle del Mijares y las de Lluçerna y Villahermosa en base a que las primeras están fosilizadas por Mioceno detrítico y las segundas lo mecanizan.

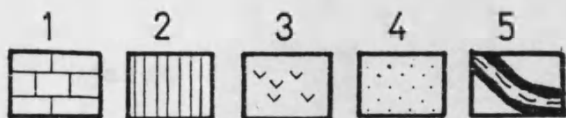
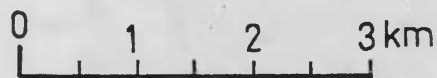
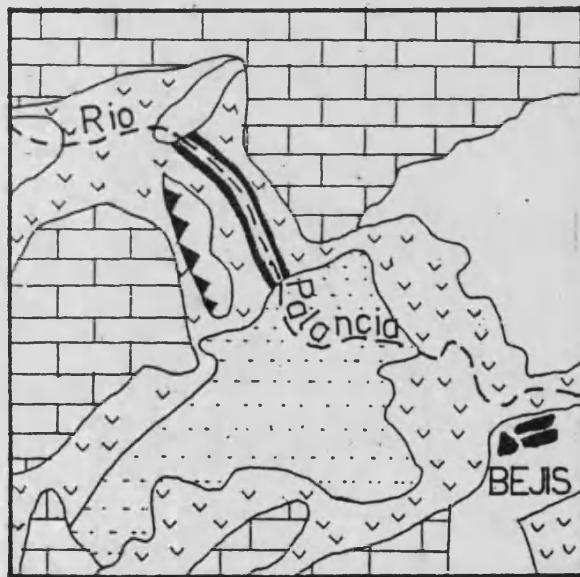
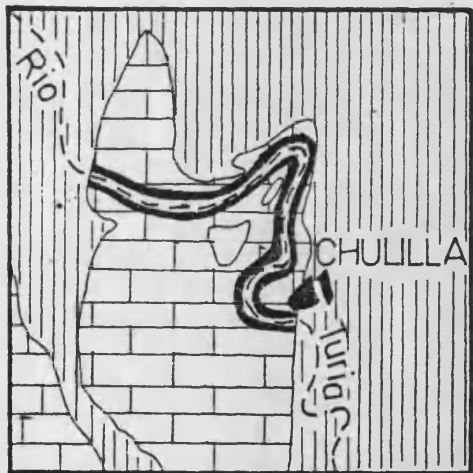
- La ubicación de las arterias principales guarda una estrecha relación con las extrusiones. Los ríos Mijares y Turia, por ejemplo, no circulan por el eje de la vaguada tectónica formada tras la distensión de las extrusiones en su emplazamiento.

- La red fluvial se ha encajado notablemente durante el Cuaternario en estos sectores de materiales blandos. El Mijares ha podido regularizar perfectamente su perfil longitudinal, tras el hundimiento costero, mostrando tan sólo una ruptura de pendiente aguas arriba de Olba cuando encuentra roquedo duro en el subsuelo (fig. 4.1). La cabecera del Palancia también ha progresado rápidamente por erosión remontante a partir del escalón del Ragudo. El Río Tuéjar, finalmente, denota una importante incisión reciente, a juzgar por la altura a la que quedan las terrazas con cubierta de tobas (T_2) sobre el cauce actual.

- Fruto de la rápida incisión de la red y del fuerte control de la ubicación de ésta por parte de las extrusiones son los numerosos casos de sobreimposición en paquetes de litologías duras. Destacaremos únicamente la de Toga, en donde el Río Mijares corta un grueso paquete tabular de calizas liásicas y la de Bejís en la que el Río Palancia secciona un paquete de calizas y carnio-las del Lías y provoca el desplome de parte de ellos (deslizamiento rotacional de la fuente de los Clóticos)(vid. fig. 5.13). Las de Puebla de Arenoso y Chulilla en donde los ríos Mijares y Turia, respectivamente, cortan estratos inclinados de caliza, adaptándose ligeramente con una traslación hacia el NW y la de Jérica, son casos de sobreimposición no ligadas a presencia de Trías plástico sino a facies de materiales blandos de otras edades.

Todo esto nos permite trazar a grandes rasgos una hipótesis de evolución de las relaciones red-extrusiones a lo largo del Pliocuaternario:

a) las extrusiones son básicamente anteriores a la formación de la penillanura fundamental, tal como demuestran los casos en que son selladas por materiales miocenos; no tienen por tanto una significación topográfica o morfológica.



b) la reafirmación de la red fluvial tras la deformación pliocena conlleva una búsqueda de emplazamientos favorables y a la vez, de encajamientos de las arterias principales.

c) en sus nuevos emplazamientos la red parece guardar una mayor relación con las extrusiones exhumadas que con los hundimientos tectónicos.

d) en la cuenca del Río Mijares el río busca las extrusiones que afloran inmediatamente al N de Espadán y capta el drenaje de la vertiente N de esta sierra y de la vertiente S del eje Gúdar-Penyagolosa. Posteriormente y como fruto de la misma fracturación pliocena, surgen las extrusiones de Villahermosa y Llucena; esta última interrumpe el drenaje hacia el Mijares de parte de la vertiente S de Penyagolosa.

e) el Río Palancia no se asienta sobre Trías extrusivo excepto en su cabecera, en donde lo hace a favor del eje extrusivo transversal de Andilla-Begís; en esta ocasión el afloramiento de materiales blandos redundará en una mayor competencia erosiva de la cabecera frente a la cuenca de la Rambla Maimona.

f) el Río Turia se comporta de modo similar al Mijares en el sentido de buscar preferentemente un emplaza-

miento extrusivo y no tectónico excepto en la extrusión de Chelva. Aquí, este río cede el lugar al Río Tuéjar en la mitad oriental de la extrusión, lo que provoca que este afluente capte parte de la red que desciende del macizo de Javalambre.

CONCLUSIONES

Para establecer los episodios de organización de la red fluvial y para dilucidar la influencia de cada uno de los factores que han intervenido en la configuración final del trazado, es necesario relacionar la morfogénesis estrictamente fluvial con las fases tectónicas recientes y con la morfogénesis y sedimentación pliocuaternaria. Desde estas perspectivas puede afirmarse que:

- la red de la región tiene una clara componente estructural en cuanto al trazado de los ríos principales y en la configuración de detalle de trazados de cauces de bajo orden. Es el conjunto de cauces de mediana escala los que denotan en menor medida la impronta estructural.

- la componente estructural en cauces de bajo orden está bastante condicionada por la litología: son los sectores en donde afloran los materiales silíceos del Buntsandstein los que muestran unos matices estructurales más claros. No puede despreciarse, sin embargo, el papel desempeñado por el diferente tipo de fracturación. En este sentido, la tectónica de zócalo parece más propicia que la tectónica de cobertera para imprimir características estructurales a la red. Como, de hecho, suelen ir unidos los rasgos tectónicos y los litológicos es difícil calibrar

su importancia respectiva.

- la red principal tiene una marcada dirección ibérica. No obstante, ello no implica que la red se haya configurado de una sola vez, y todavía menos, que lo haya hecho tras la fase principal de deformación ibérica: sólo parte de la red puede considerarse como miocena y únicamente en el sentido de red heredera de antiguos drenajes con dirección y vergencia semejantes a los actuales.

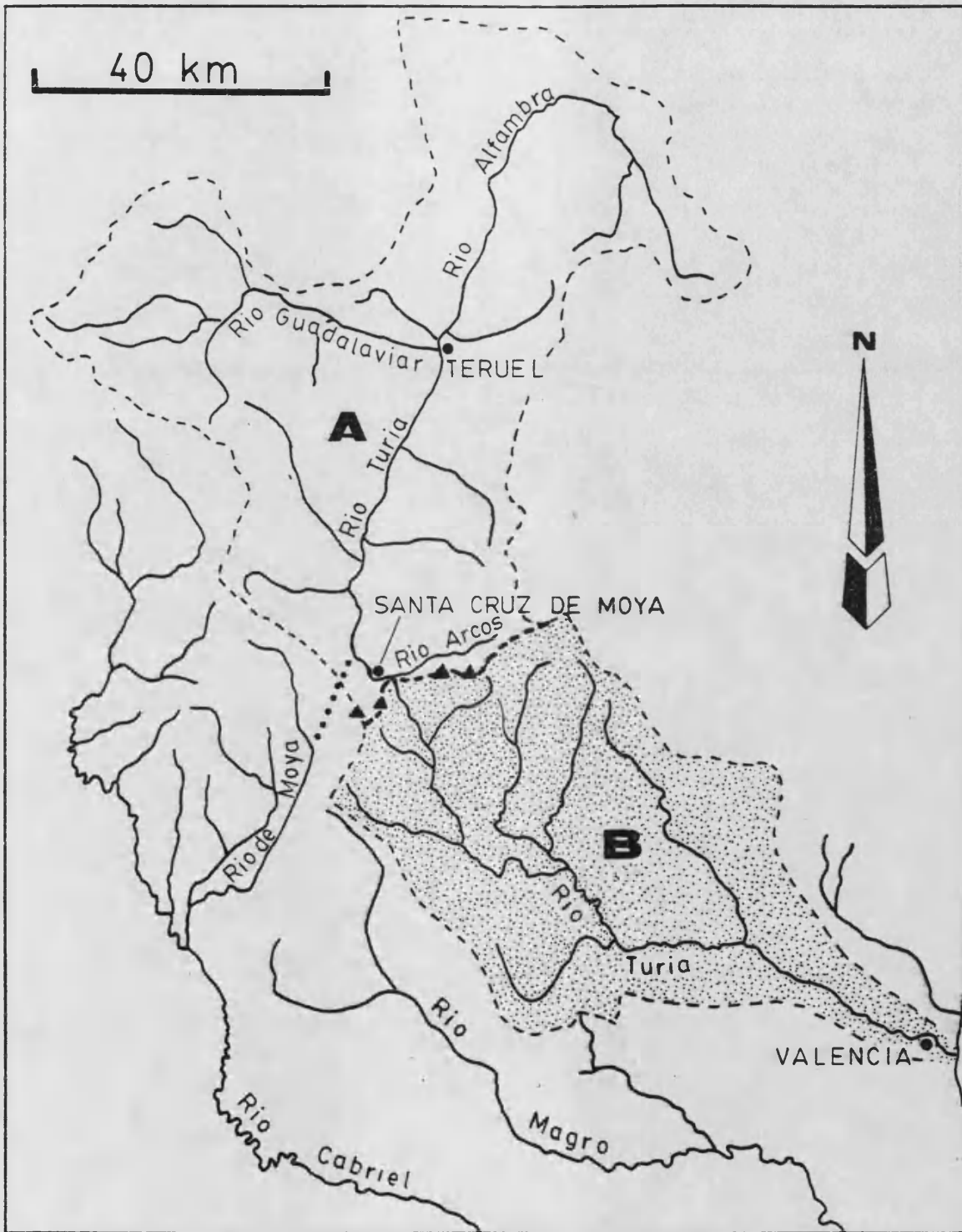
- de los tres ríos principales el más claro heredero de la red miocena es el Mijares. Según se desprende de la sedimentación terciaria postorogénica parece ser que nunca llegó a haber una discontinuidad entre la cubeta de Sarrión y la zona sinclinal existente entre Penya-golosa y Espadán. Sin embargo, el trazado actual del río, su perfil longitudinal y su ubicación responden a factores "nuevos". El trazado ha sido reafirmado en la última fase tectónica distensiva con la creación de una vaguada tectónica en su valle medio y con la acentuación como fosa tectónica de la cubeta de Sarrión; su perfil longitudinal ha sido influido en gran medida por la creación en esta fase tectónica del escalón Tortosa-Onda; su ubicación concreta, en lo que se refiere al valle medio, ha estado condicionada por la exhumación de extrusiones de Trías plástico.

- el Río Palancia tiene también ciertos rasgos heredados al aprovechar, como el Río Mijares, una cuenca

miocena. Su cabecera es el sector con una organización más problemática y a la vez más tardía. Sus episodios morfogenéticos sólo concuerdan plenamente con los del resto de la cuenca a partir de la elaboración del nivel G₂-T₂. En etapas anteriores es difícil rastrear la conexión entre ambas partes de la cuenca y, si bien las vergencias de los niveles antiguos de la cubeta de Viver tienen una clara componente E, lo que implicaría una conexión entre esta parte y la cuenca media, no puede descartarse la existencia de episodios endorreicos aguas arriba del embalse del Regajo.

- la parte superior de la cuenca alta es, con bastante probabilidad, un sector jerarquizado tras una fase de endorreísmo de origen cárstico, o incluso capturado a la cuenca del Mijares; el hundimiento de la cubeta de Viver y la génesis del escalón del Ragudo están en el origen de la gran beligerancia reciente y actual de la cabecera del Palancia.

- la cuenca del Río Turia (fig. 5.14) muestra dos sectores claramente diferentes. Aguas arriba de Santa Cruz de Moya (sector A) el río sigue una orientación NE-SW, aprovechando la fosa terciaria de Turia-Alfambra. Si suprimiésemos este sector, la cuenca resultante (sector B) tendría un aspecto similar a la de los ríos Palancia y Mijares. El lugar de articulación entre ambos sectores



y de cambio de dirección del río (Santa Cruz de Moya), es a la vez un sector de estrechamiento topográfico, con cotas cercanas que alcanzan los 1,200 m, más de 100 m por encima del nivel de colmatación de la fosa tectónica. Todo ello sugiere la hipótesis de captura de la red de la fosa Turia-Alfambra por erosión remontante, propiciada por la extrusión de Chelva. Esta misma extrusión es la causa, en última instancia, de las anomalías de drenaje existentes entre los ríos Turia y Tuéjar.

- en la cuenca baja, el Río Turia apenas recibe afluentes. Por lo que respecta al sector N, la causa radica en la existencia de un escalón tectónico en el borde septentrional de la plataforma calcárea de Burjassot-Llíria, que impide la conexión de la red procedente de la Sierra Calderona con el río, y que convierte al Barranc del Carraixet en un colector con cuenca asimétrica.

- los afloramientos de Triás plástico han tenido un papel importante en la organización de la red fluvial: a) han condicionado ubicaciones concretas al margen de otros factores tectónicos favorables; b) han posibilitado la creación de patrones de drenaje elaborados, especialmente cuando estos afloramientos alcanzan extensiones notables.

- una mención aparte merecen los patrones de drenaje del piedemonte costero, cercanos a un modelo radial

divergente: estos cauces, en su mayoría, no son funcionales en la actualidad; se trata de restos de la red de canales que generaron los abanicos aluviales costeros en fases de colmatación, y son especialmente abundantes sobre el nivel G_2-T_2 que constituye la parte interior del abanico aluvial del Río Mijares.

- la morfogénesis fluvial ha sido bastante intensa durante el Plioceno Inferior y Cuaternario y ha tenido un marcado carácter denudacional. Los niveles morfogenéticos más antiguos apenas se conservan en la mitad litoral de la región estudiada lo que prueba que es esta área la más activa en cuanto a modificación del paisaje. A partir del nivel G_2-T_2 ha habido pocas modificaciones en cuanto a cambios de emplazamiento de la red principal. Las terrazas fluviales de este nivel son el último nivel fluvial conservado regularmente y asociado estrechamente a los cauces actuales.

R. 121.70

107

PARTE III LAS LADERAS Y LOS RIOS DESDE UNA
PERSPECTIVA MORFOMETRICA

CAPÍTULO 6

ASPECTOS DE MORFOMETRIA FLUVIAL

El presente capítulo tiene como objetivo el estudio de la red actual desde la perspectiva de su jerarquización y grado de evolución alcanzada. Este análisis supone, una continuidad respecto al del capítulo 5: si en aquel la red fluvial se trataba en su aspecto evolutivo, aquí destacaremos, sobre todo, el estadio actual de esa evolución a partir de un análisis cuantitativo de la red. Las conexiones son múltiples ya que todos los episodios de la evolución de la red imprimen su huella en mayor o menor medida en el estado actual y, a su vez, los rasgos de esta red permiten corroborar algunas de las hipótesis emitidas en aquel capítulo. Con todo, hay que destacar las dificultades encontradas al intentar establecer estas conexiones. Estas dificul-



~~620.495~~

512441697

i 23596417

~~620.601~~

CB 000220297-7

tades provienen, principalmente, de las características del método que ha de seguirse, el cual, básicamente, consiste en definir de modo cuantitativo las formas de la red fluvial y, del análisis de estas formas, inducir los procesos y los factores que han podido generarlas.

La aplicación en morfometría del método inductivo apenas ha dado resultados satisfactorios y ello se comprueba fácilmente con un rápido sondeo en la amplia bibliografía existente sobre este tema. La mayor parte de los trabajos definen o aplican parámetros o índices en descripciones de formas y llegan a establecer leyes que rigen las relaciones intrínsecas de estas formas (ley de número de cauces, ley de longitudes medias, ley de superficies medias...). Se intenta averiguar si las ecuaciones que sustentan estas leyes tienen un carácter universal: en un primer momento, los pioneros de esta disciplina (HORTON, STRAHLER, SCHEIDEGGER, etc.) parecían haber afianzado, a partir de un número considerable de ejemplos, las principales leyes; posteriormente, cuando han ido sucediéndose análisis en prácticamente todas las regiones del mundo y ha aumentado vertiginosamente el número de datos, paradójicamente, los resultados son más confusos. Con todo, hay que señalar una dificultad de base en esta disciplina. Es la gran heterogeneidad existente en la toma de datos inicial, ya que los estudios

tades provienen, principalmente, de las características del método que ha de seguirse, el cual, básicamente, consiste en definir de modo cuantitativo las formas de la red fluvial y, del análisis de estas formas, inducir los procesos y los factores que han podido generarlas.

La aplicación en morfometría del método inductivo apenas ha dado resultados satisfactorios y ello se comprueba fácilmente con un rápido sondeo en la amplia bibliografía existente sobre este tema. La mayor parte de los trabajos definen o aplican parámetros o índices en descripciones de formas y llegan a establecer leyes que rigen las relaciones intrínsecas de estas formas (ley de número de cauces, ley de longitudes medias, ley de superficies medias...). Se intenta averiguar si las ecuaciones que sustentan estas leyes tienen un carácter universal: en un primer momento, los pioneros de esta disciplina (HORTON, STRAHLER, SCHEIDEGGER, etc.) parecían haber afianzado, a partir de un número considerable de ejemplos, las principales leyes; posteriormente, cuando han ido sucediéndose análisis en prácticamente todas las regiones del mundo y ha aumentado vertiginosamente el número de datos, paradójicamente, los resultados son más confusos. Con todo, hay que señalar una dificultad de base en esta disciplina. Es la gran heterogeneidad existente en la toma de datos inicial, ya que los estudios

pueden partir de mapas topográficos o de fotografías aéreas a muy diversas escalas.

Dentro de unas líneas metodológicas inductivas se ha llegado, no obstante, a un grado de análisis bastante sofisticado y útil. DOORNKAMP y KING (1971) aplican esta metodología en el análisis de cuencas fluviales de Uganda. Aparte de utilizar los parámetros e índices morfométricos, aplican el cálculo de correlaciones entre ellos y entre las características de las cuencas, análisis cluster a fin de establecer comparaciones entre las cuencas y, finalmente, análisis multivariante para dilucidar cada una de las variables que entran en juego en la génesis de estas formas. Los resultados de este tipo de trabajos son satisfactorios, pero no se corresponden con la laboriosidad de su desarrollo, salvo que, tanto el proceso de cálculo como el proceso de toma de datos, esté totalmente automatizado.

Aparte de los estudios que utilizan la morfometría de cauces y cuencas como una metodología cuantitativa con fines descriptivos e interpretativos, se puede hablar, también, de otras aplicaciones, ya en la faceta deductiva del método. De este tipo son, por ejemplo, los relacionados con estudios de previsión de avenidas en las que se hace participar la jerarquización de la red fluvial y otras características morfométricas como un factor más en la determina-

ción de los picos de crecida. La red influye, no tanto en el volumen de agua evacuada (dependiente de factores como los inputs de precipitación, litología, edafología, cubierta vegetal, pendientes, usos del suelo, etc.), como en las características del pico de la avenida, al influir positiva o negativamente en la forma del hidrograma de avenida y no en su tamaño.

En este trabajo, este tipo de análisis no ha podido desarrollarse debido principalmente a la falta de estaciones de aforos y también a la inexistencia o poca precisión de estudios de base que permitan caracterizar las variables no morfométricas que influyen en la escorrentía (mapas litológicos detallados, mapas de vegetación, de pendientes, de suelos...). El esfuerzo se centra en la faceta descriptiva e interpretativa del método morfométrico. Con todo, la falta de medios apropiados para llevar a cabo esta tarea, mediatiza, sin duda, la profundidad de los resultados.

6.1 EL METODO MORFOMETRICO.

La metodología morfométrica debe ser adaptada según varios condicionantes; la magnitud y objetivos del trabajo, las características de cada área, la disponibilidad de material cartográfico o fotográfico de base, etc. En nuestro caso, por ejemplo, la elevada densidad de drenaje

ha condicionado el orden de las cuencas base de estudio. En el área drenada por la Rambla de Caballero, CANO (1975) tomaba como cuenca base en el cálculo de índices y parámetros, las de cauces de tercer orden, dado que, excepto algunos sectores de cárcavas, las densidades de drenaje eran bajas. Aquí, en cambio, se toma como base las cuencas con cauces de orden 4º ya que un orden superior daría áreas excesivamente extensas y de un orden inferior resultaría un excesivo número de cuencas (en torno al millar) y la mayor parte de muy reducidas dimensiones para la escala en que se trabaja.

Los medios también han sido un condicionante importante. Falta una cartografía precisa y de escala adecuada (v.gr. un mapa a escala 1:10.000 o en todo caso a escala 1:25.000) para el trazado de la red de drenaje. Por su parte la topografía a escala 1:50.000 no ofrece un grado de detalle satisfactorio, sin contar, además, la escasa homogeneidad existente entre las diferentes hojas que cubren el área considerada.

Ello sitúa el estudio ante diversas alternativas de reconstrucción de la red. La primera, el uso de un restituidor de fotografía aérea, es un método de resultados altamente fiables, pero excesivamente costoso en cuanto a tiempo. Frente a esta alternativa se ha elegido la consis-



tente en trazar y componer la red a partir de la fotografía aérea por ser un método más rápido. Este método ofrece un grado de fiabilidad aceptable a pesar de los problemas de heterogeneidad de escalas entre cuencas adyacentes y, dentro de una misma cuenca, por distorsiones debidas a diferencias de altitud (1).

Una alternativa mixta consiste en completar la red básica del mapa topográfico 1:50.000 con la red trazada en una fase previa de fotointerpretación. Se ha desechado debido a que el sustancial incremento de tiempo respecto al método elegido no es compensado con un aumento notable en exactitud dadas las deficiencias de la cartografía básica (2).

6.1.1 El trazado de la red.

Se ha optado, pues, por la segunda alternativa de las expuestas anteriormente. El desarrollo de esta primera fase de la morfometría ha contado con los siguientes pasos:

-
- (1) Las distorsiones de los márgenes de las fotos se han reducido notablemente al utilizar para la fotointerpretación el centro de la foto únicamente. Los cambios de escala debidos a las diferentes alturas de vuelo de las sucesivas pasadas se han paliado mediante reducciones o ampliaciones ajustadas de la red.
 - (2) Las deficiencias existentes en la actualidad eran todavía mayores en el momento de realización de la fotointerpretación de la red fluvial ya que todavía no habían sido editados algunos mapas topográficos realizados con técnicas de restitución fotogramétrica.

a) Se ha tomado como base de la fotointerpretación el denominado "vuelo americano", cuyas bandas cubren el área considerada a escalas comprendidas entre 1:29.000 y 1:36.000, aproximadamente.

b) Se han fotointerpretado los "rectángulos útiles" de cada fotograma, considerando como tales los recuadros centrales que resultan tras trazar paralelas a los márgenes de los fotogramas por el punto medio del segmento que une su punto central con los homólogos de los fotogramas adyacentes.

c) Como criterio básico de fotointerpretación se han considerado aquellos cauces con una dimensión superior a los 100 m . Según Cano García (1) esta dimensión se adecúa excelentemente a la escala de las fotos aéreas del vuelo utilizado en nuestra fotointerpretación. Asimismo, se han considerado tanto aquellos cauces con lecho en la actualidad como las vaguadas topográficas resultantes de las transformaciones antrópicas de carácter agrícola, siempre que pueda deducirse que vehiculan agua en momentos de lluvias torrenciales. No se han considerado los paleocauces, a no ser que coincidan con vaguadas topográficas.

d) Con posterioridad se ha procedido a ensamblar los calcos individuales fotointerpretados, corrigiendo antes

(1) Comunicación personal.

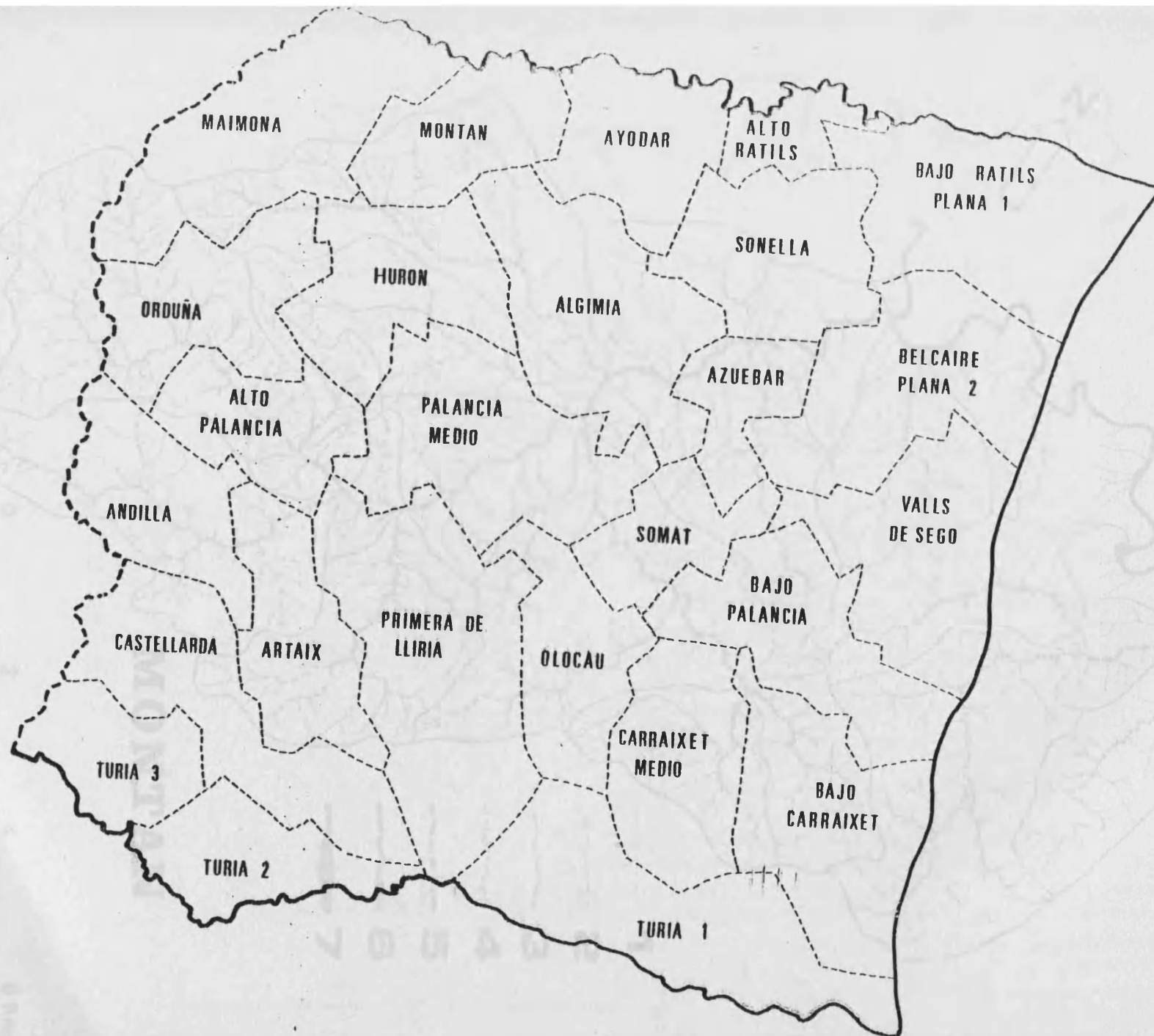
las diferencias de escala de bandas contiguas de fotografías debidas a alturas de vuelo dispares.

e) El ensamblaje ha sido realizado en base a un conjunto de áreas, cada una de las cuales constituye una unidad de drenaje; éstas áreas pueden observarse en la fig. 6.1 . El fraccionamiento del área en 26 sectores obedece a dos razones: por una parte la comodidad de trabajo, dadas las grandes dimensiones del área (3.405 km²); por otra el poder trasladar las distorsiones acumuladas al exterior de cada cuenca-base (1).

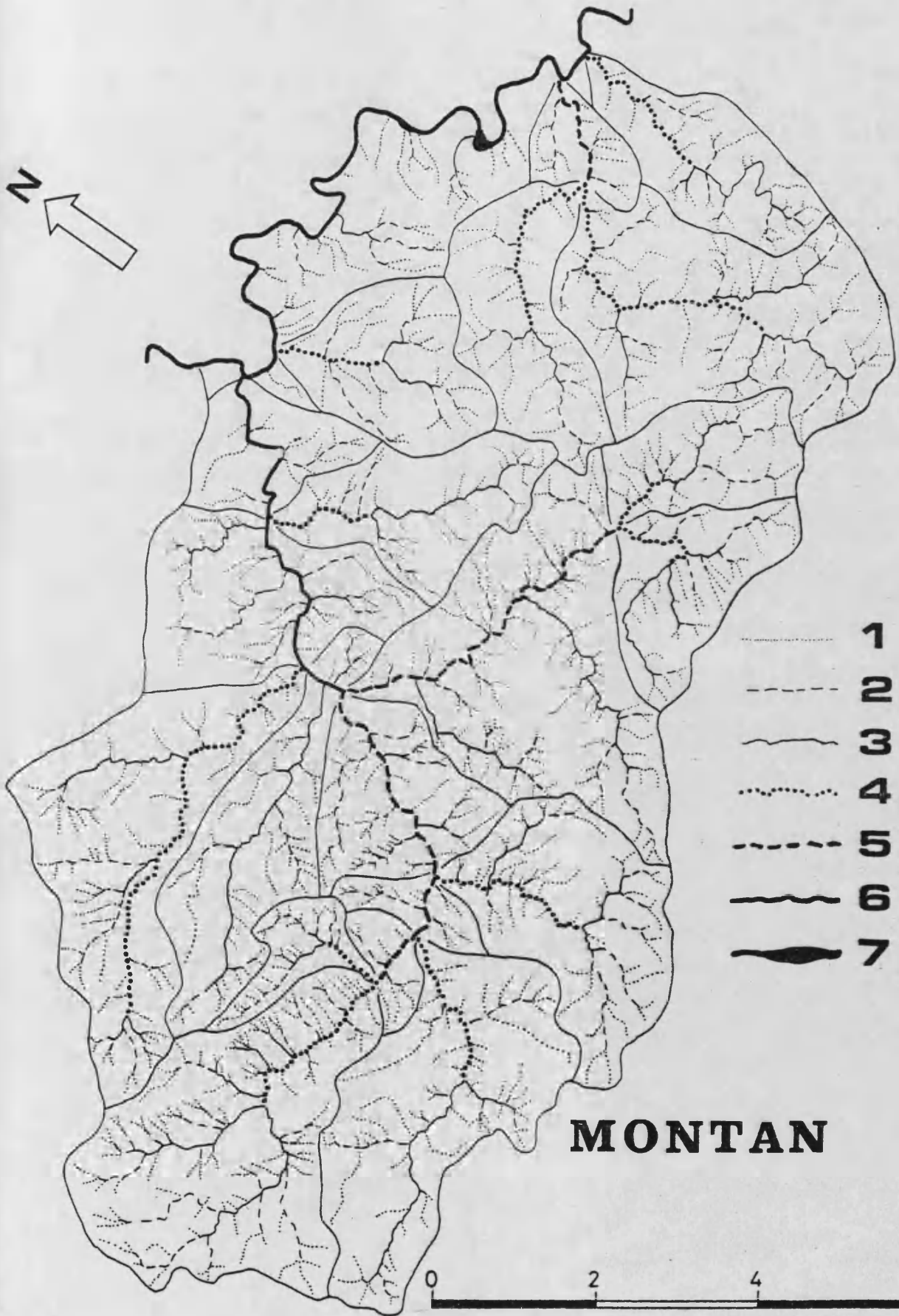
f) La red fluvial de cada uno de estos sectores ha sido jerarquizada siguiendo el método expuesto por STRAHLER (1952). Posteriormente se ha procedido a la medición de todos los parámetros necesarios para el cálculo de los índices seleccionados. Estos parámetros han sido el número de cauces de cada orden, la longitud de los cauces, el área de la cuenca y el eje mayor de cada cuenca. Las figuras 6.2 a 6.27 muestran el resultado de la jerarquización para cada uno de los sectores delimitados.

g) Las mediciones de estos parámetros son esencia-

(1) Este sistema, obligado en casos de relieve acusado, dado el aumento notable de las distorsiones, respeta al máximo las dimensiones en las longitudes (cauces) y mejora bastante la fiabilidad en las áreas (cuencas).



-304-



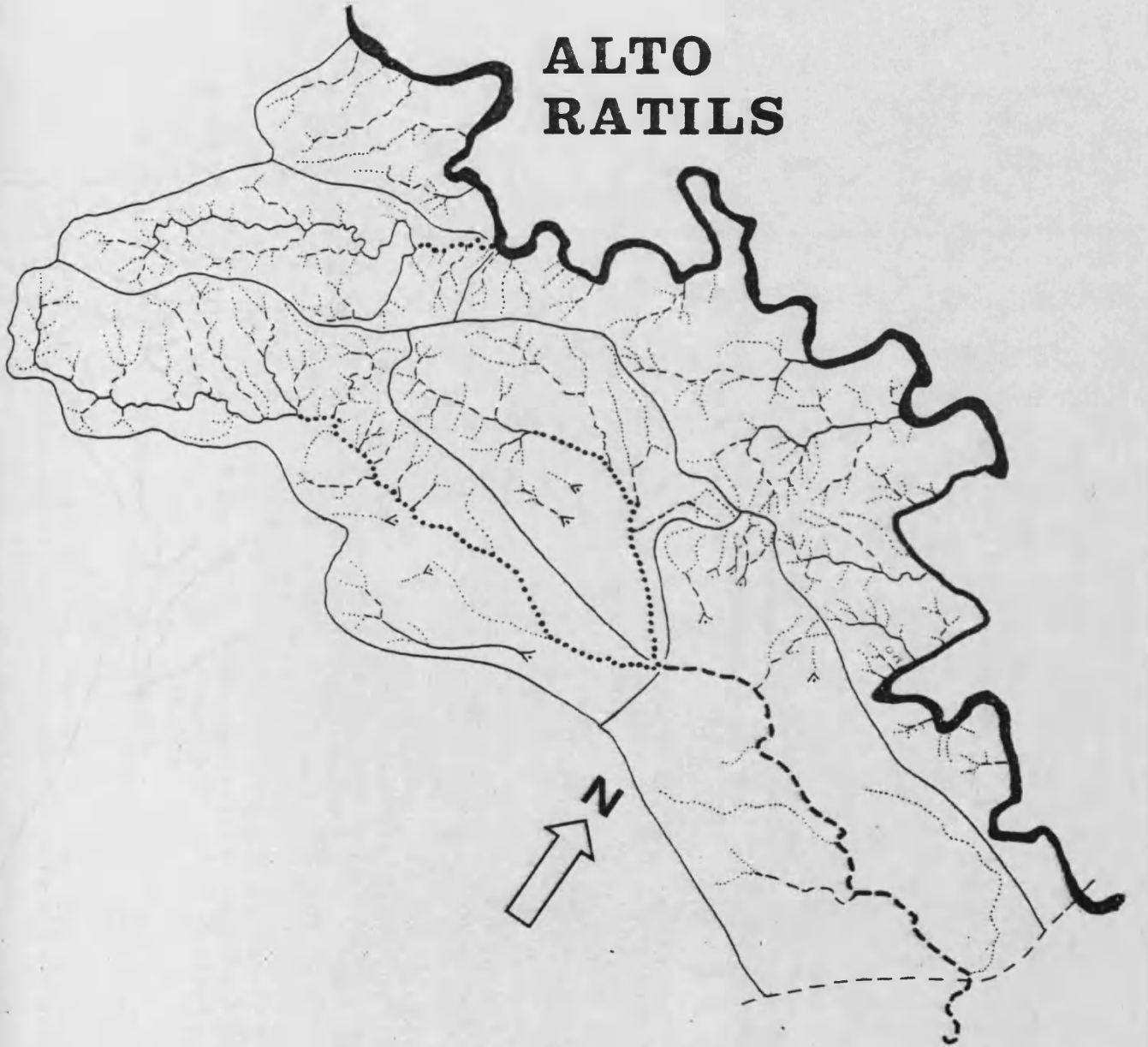
MONTAN

0 2 4 6 Km

5A



**ALTO
RATILS**



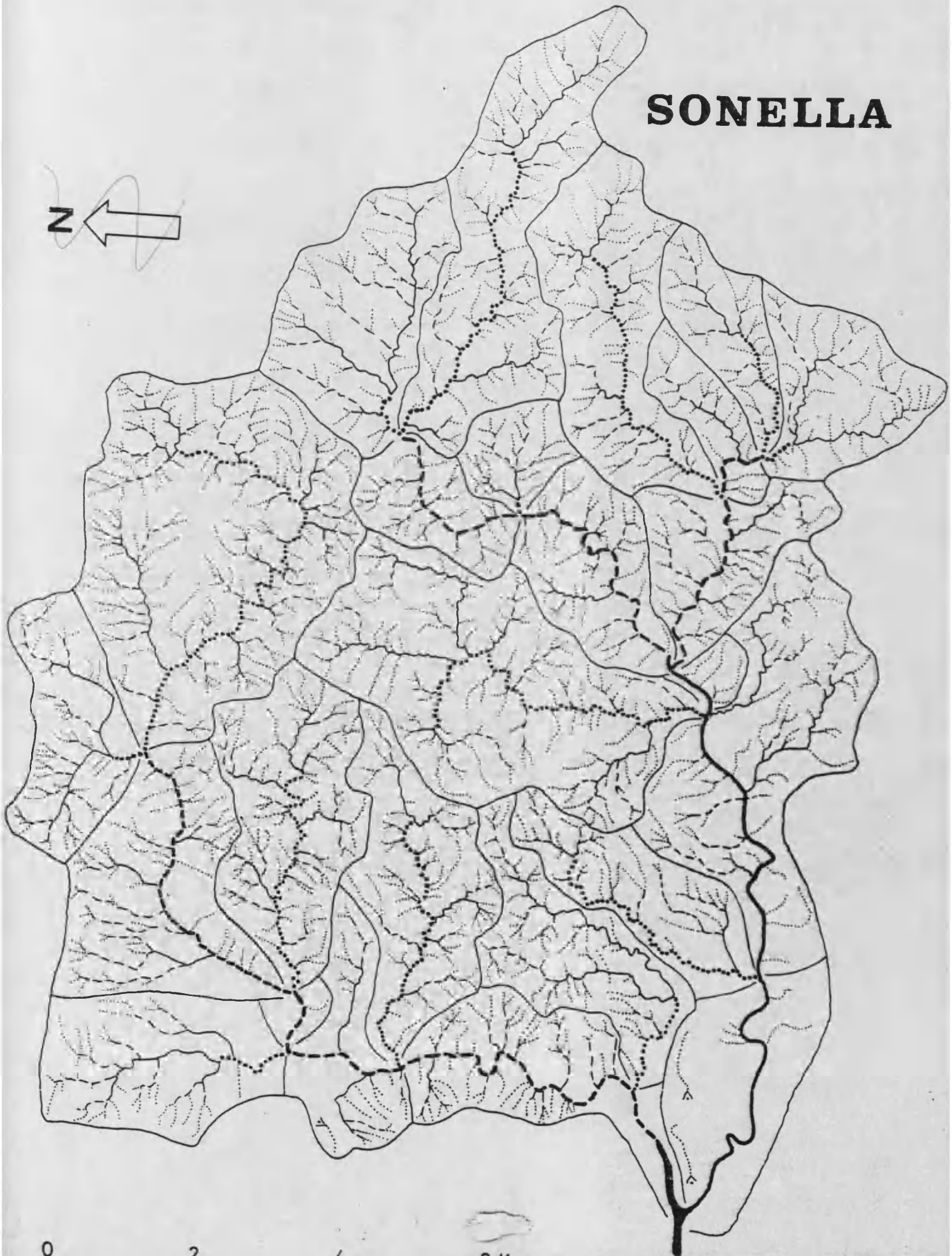
BAJO RATILS



SONELLA

2

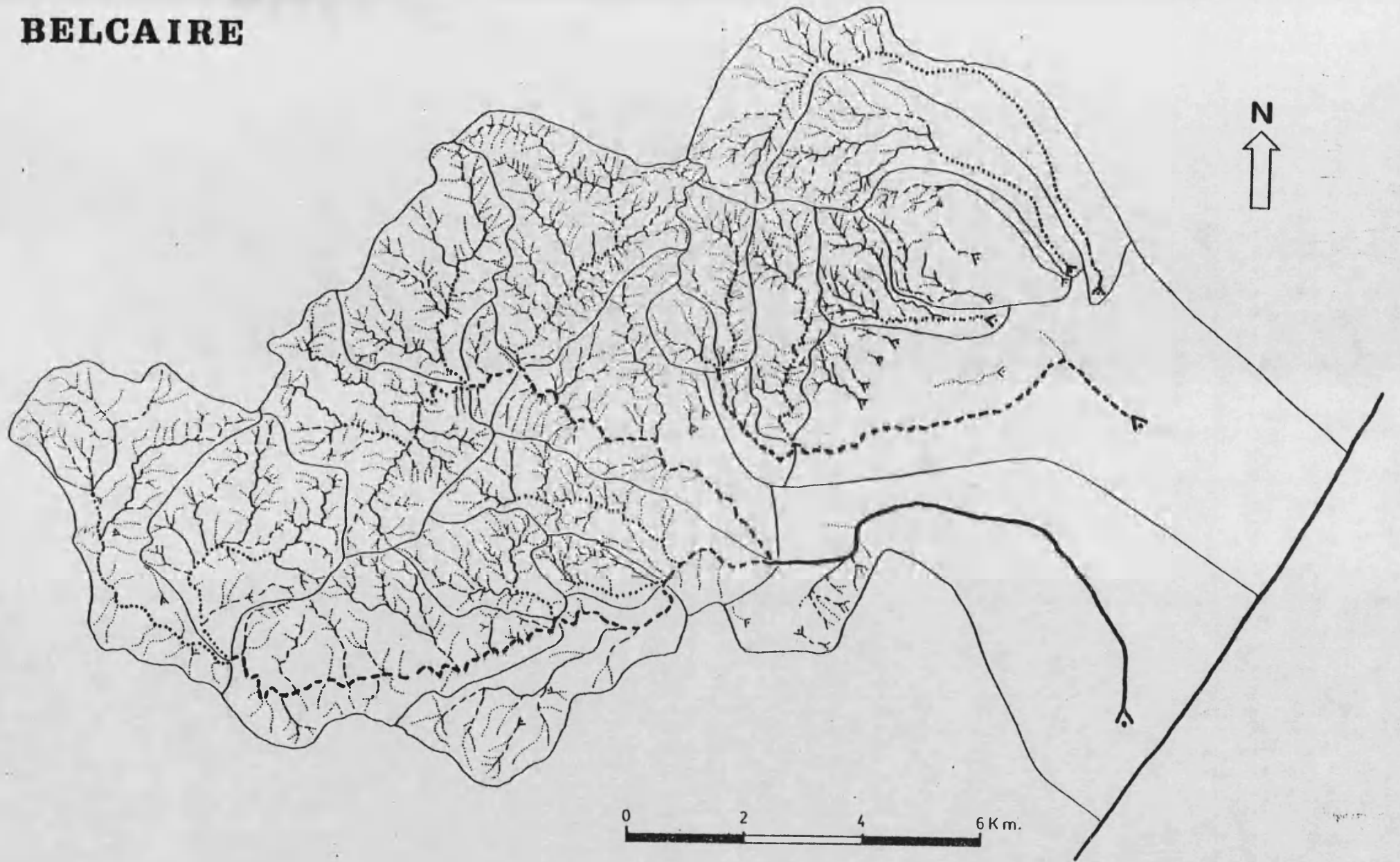
N



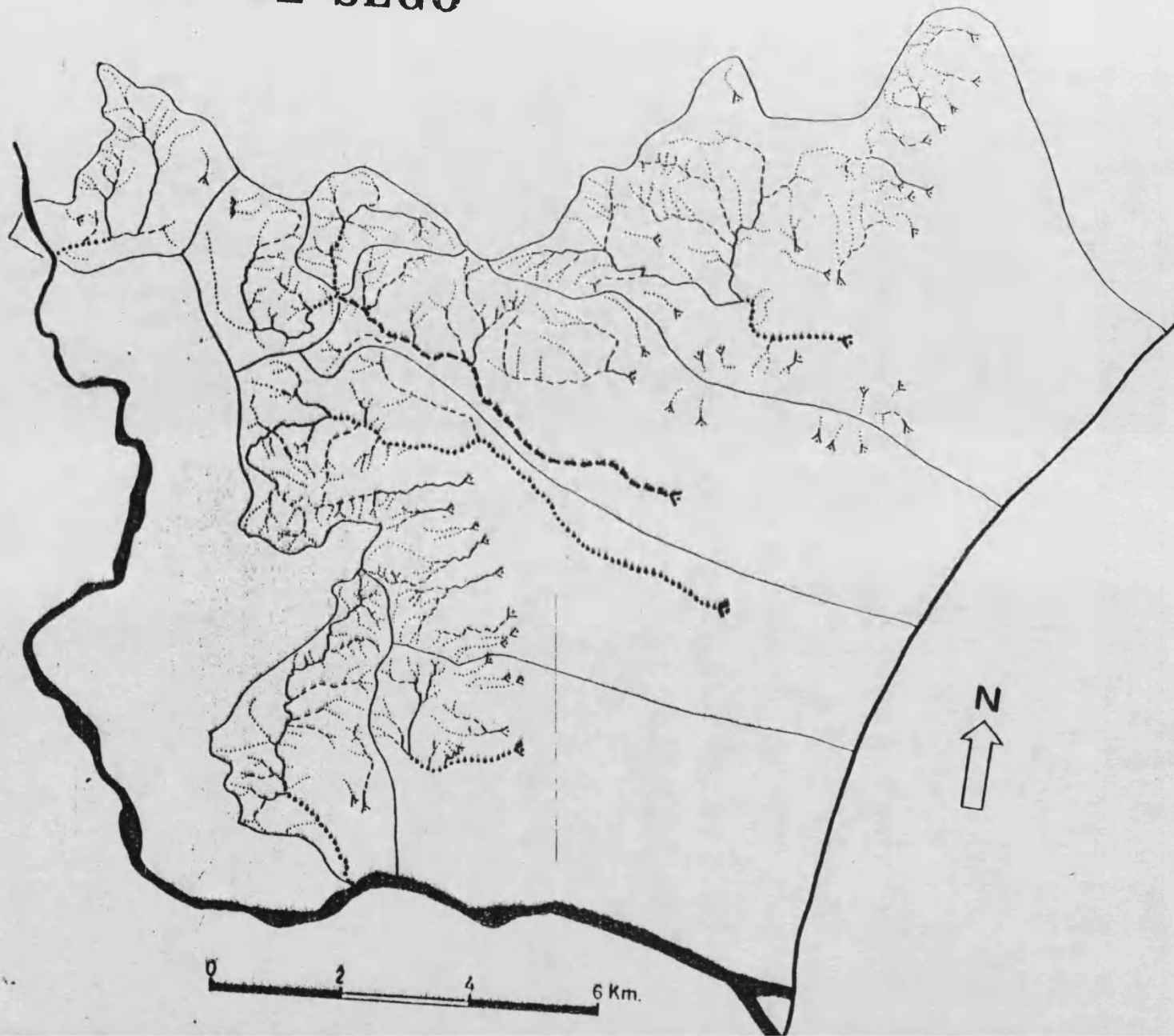
0 2 4 6 Km.

BELCAIRE

— 810 —



VALLS DE SEGO



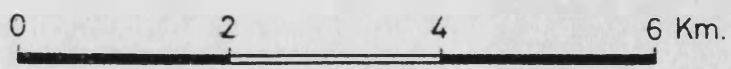
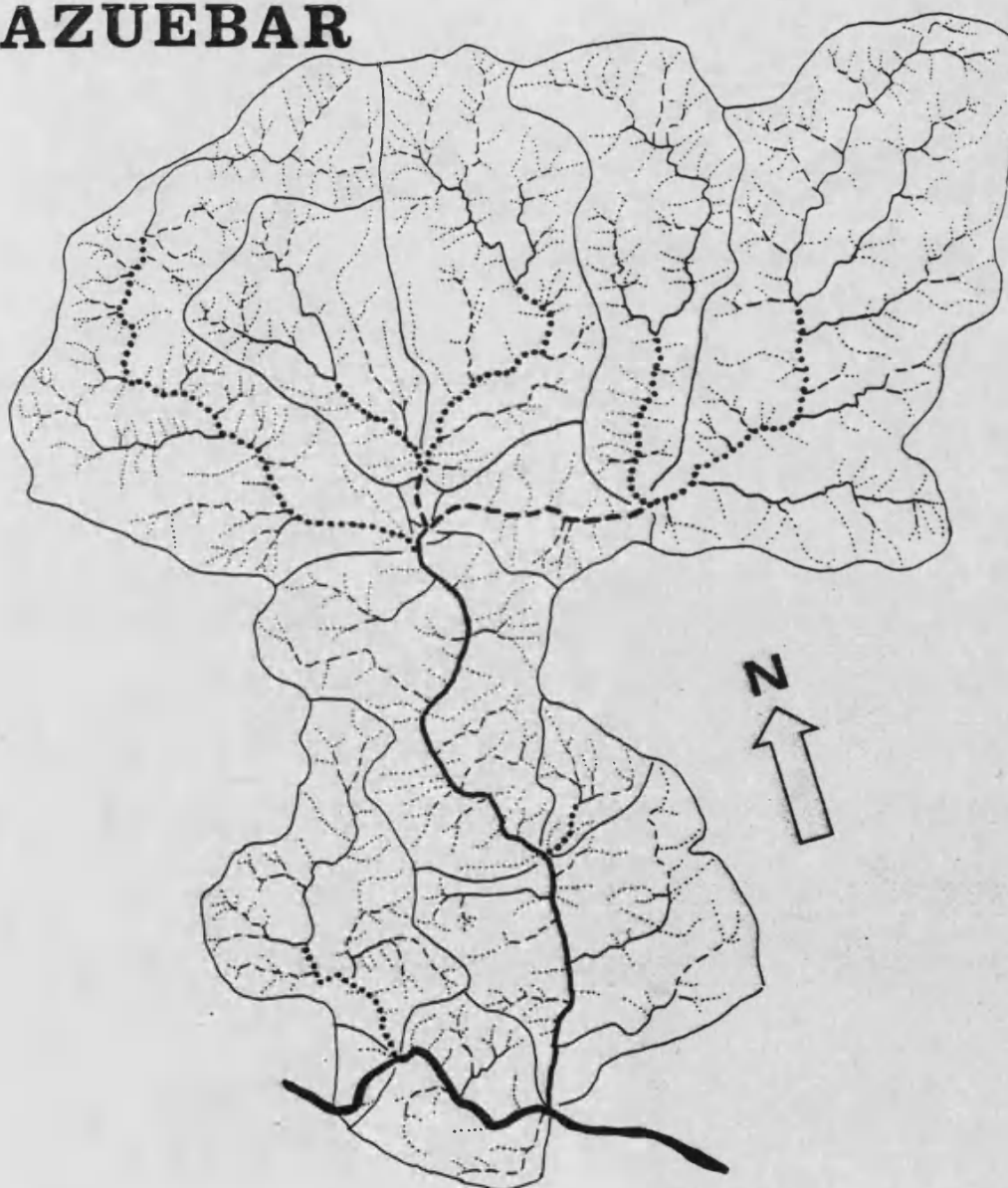
-160-

24 → 18

0 2 4 6 Km.

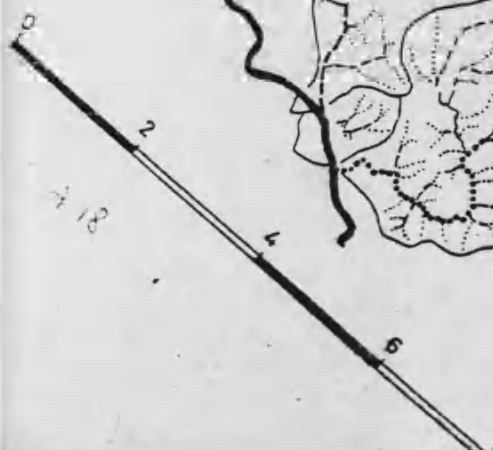
N

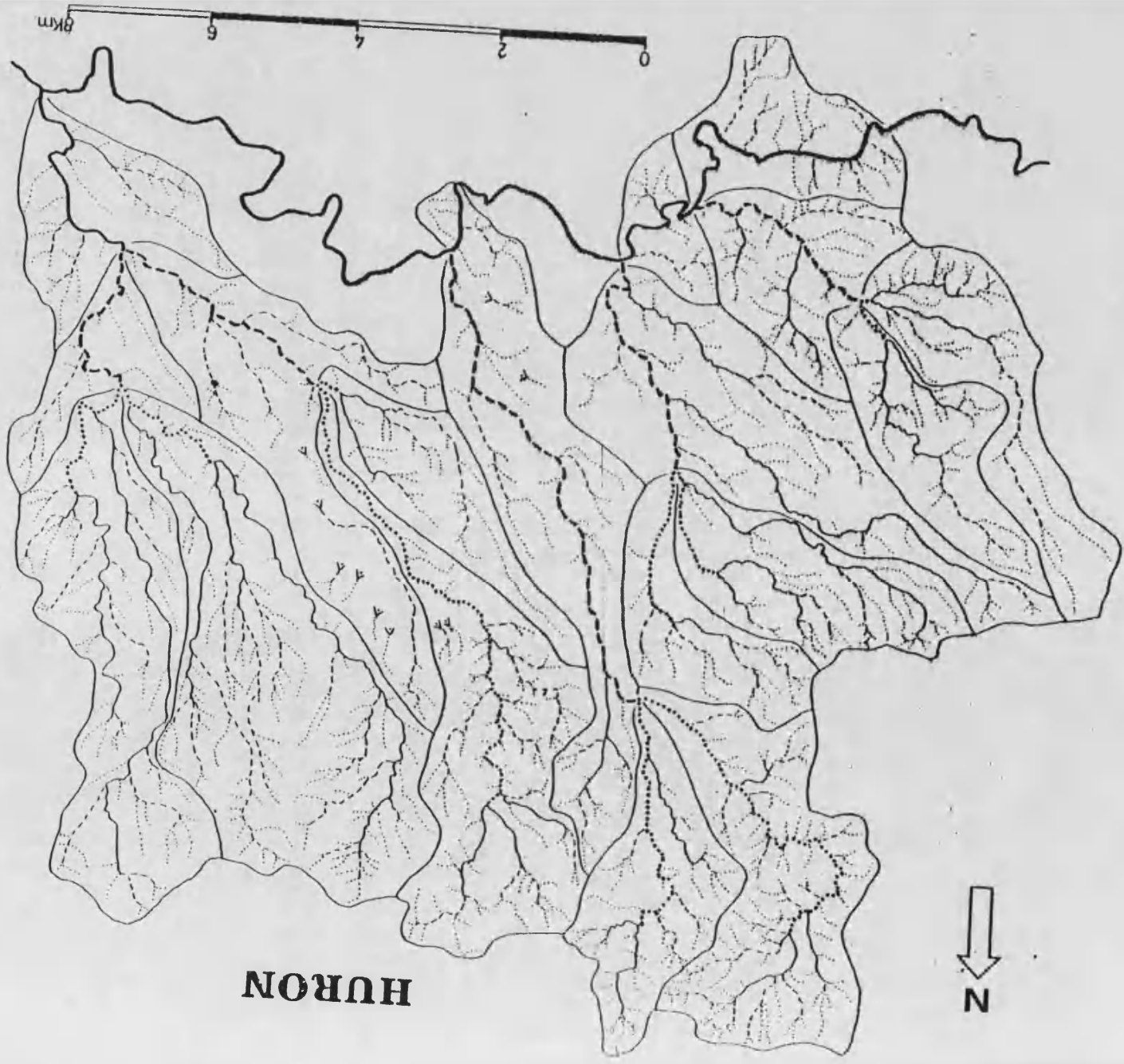
AZUEBAR



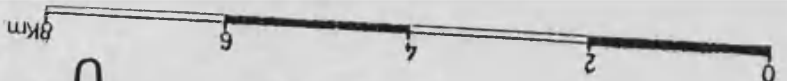


ALGERIA





HURON

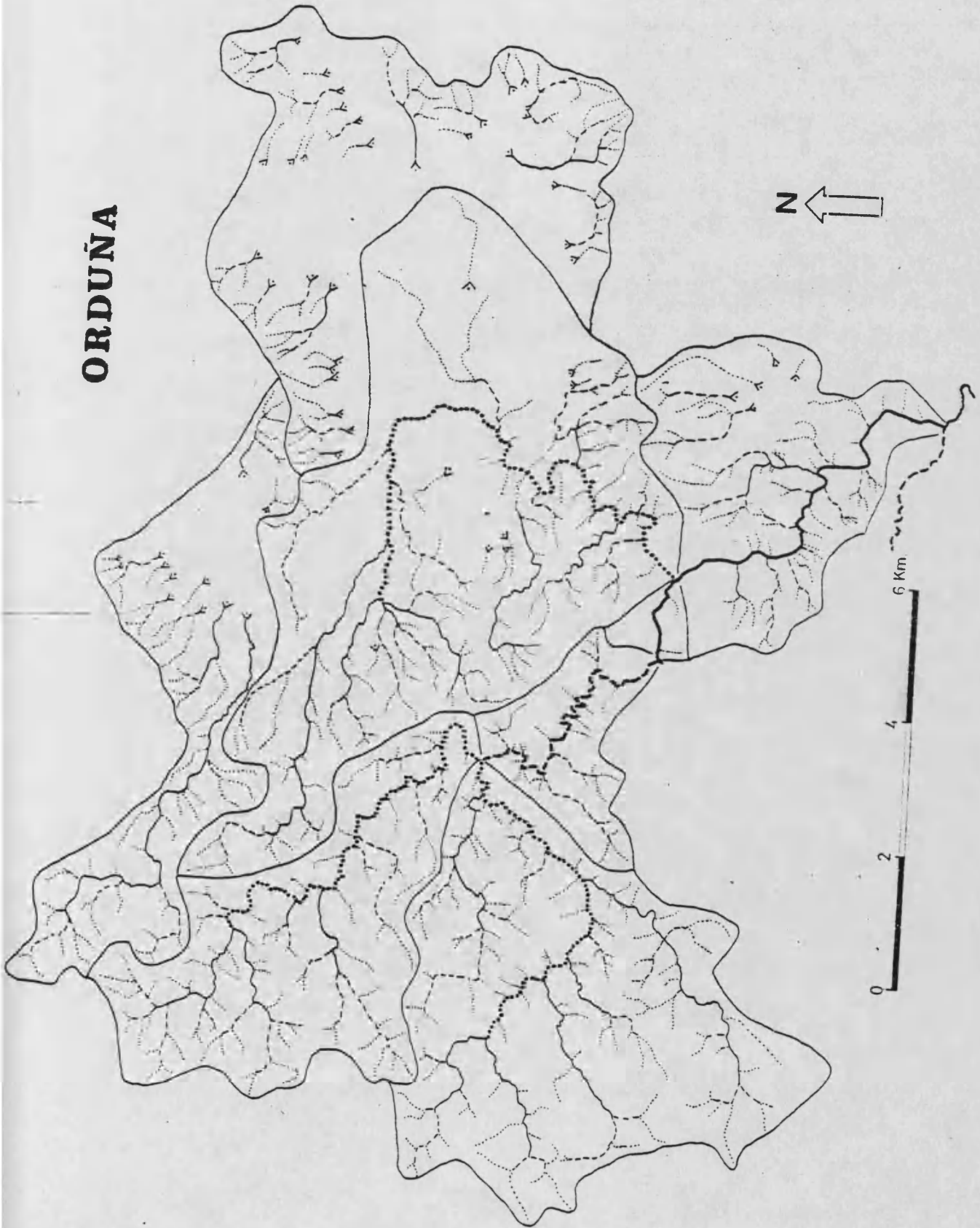
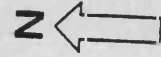


23 → 15

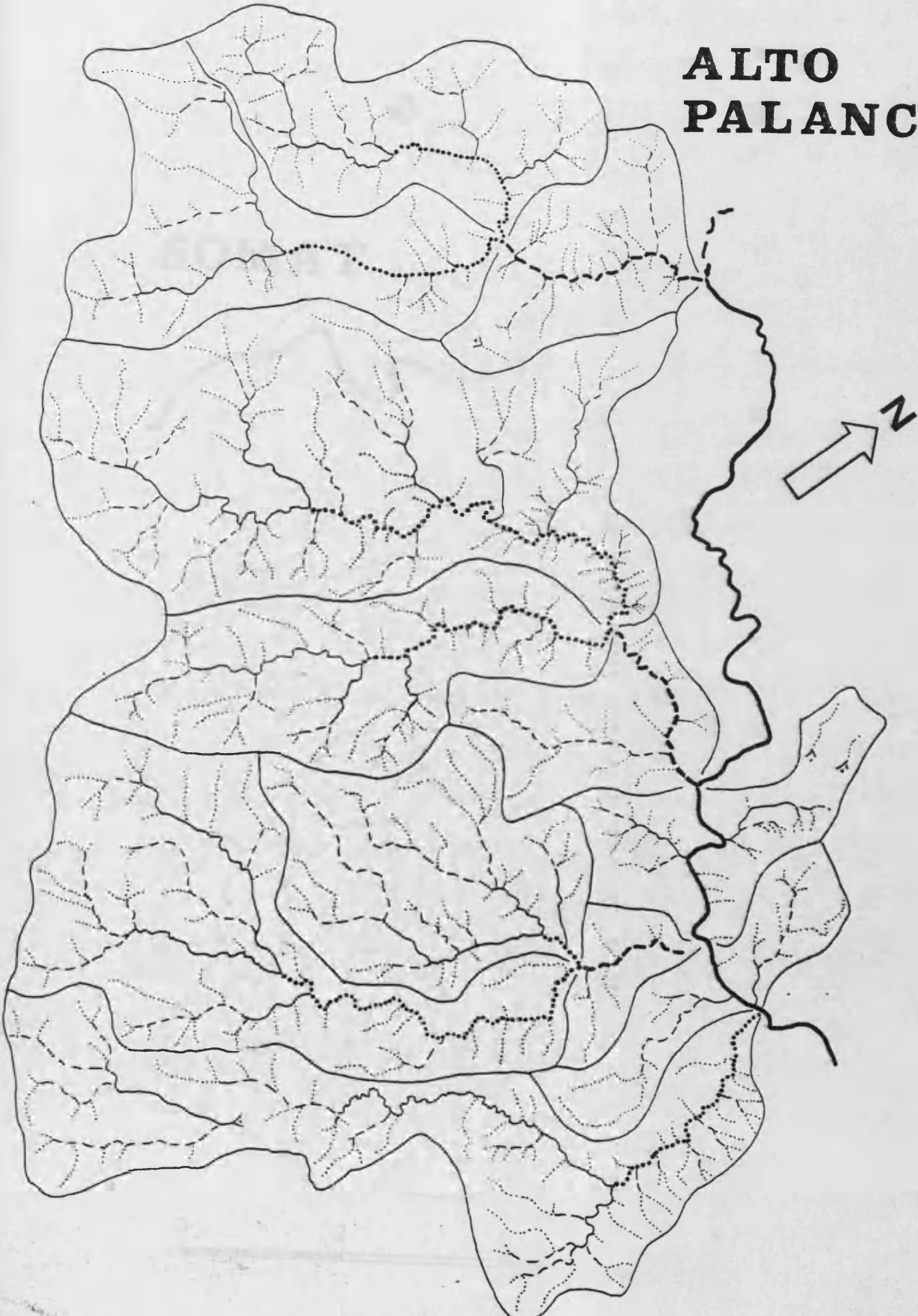
- 214 -

24'5 → 18

ORDUÑA



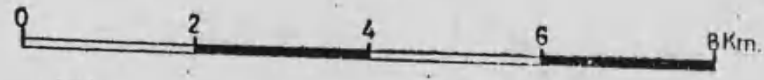
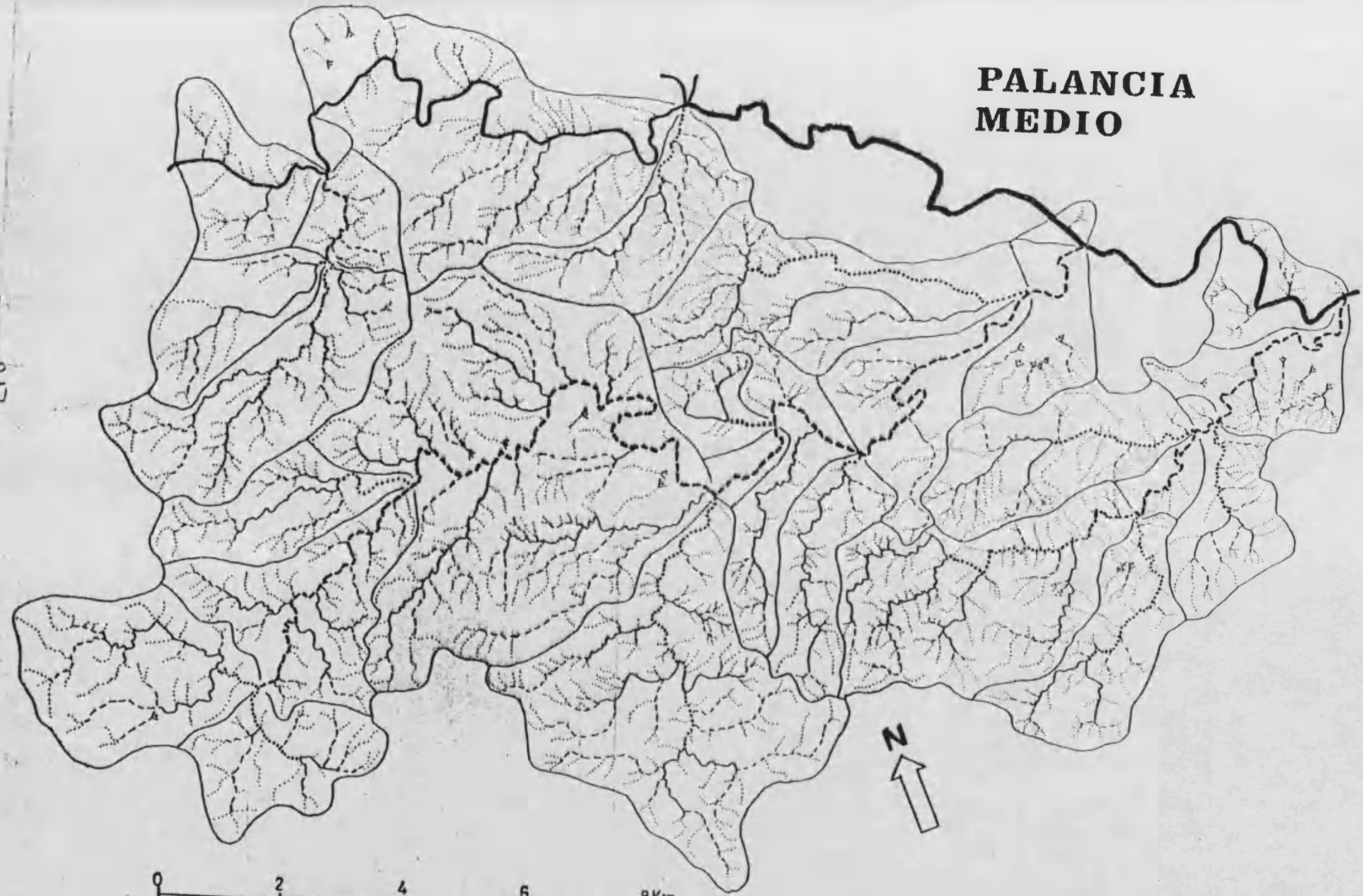
**ALTO
PALANCIA**



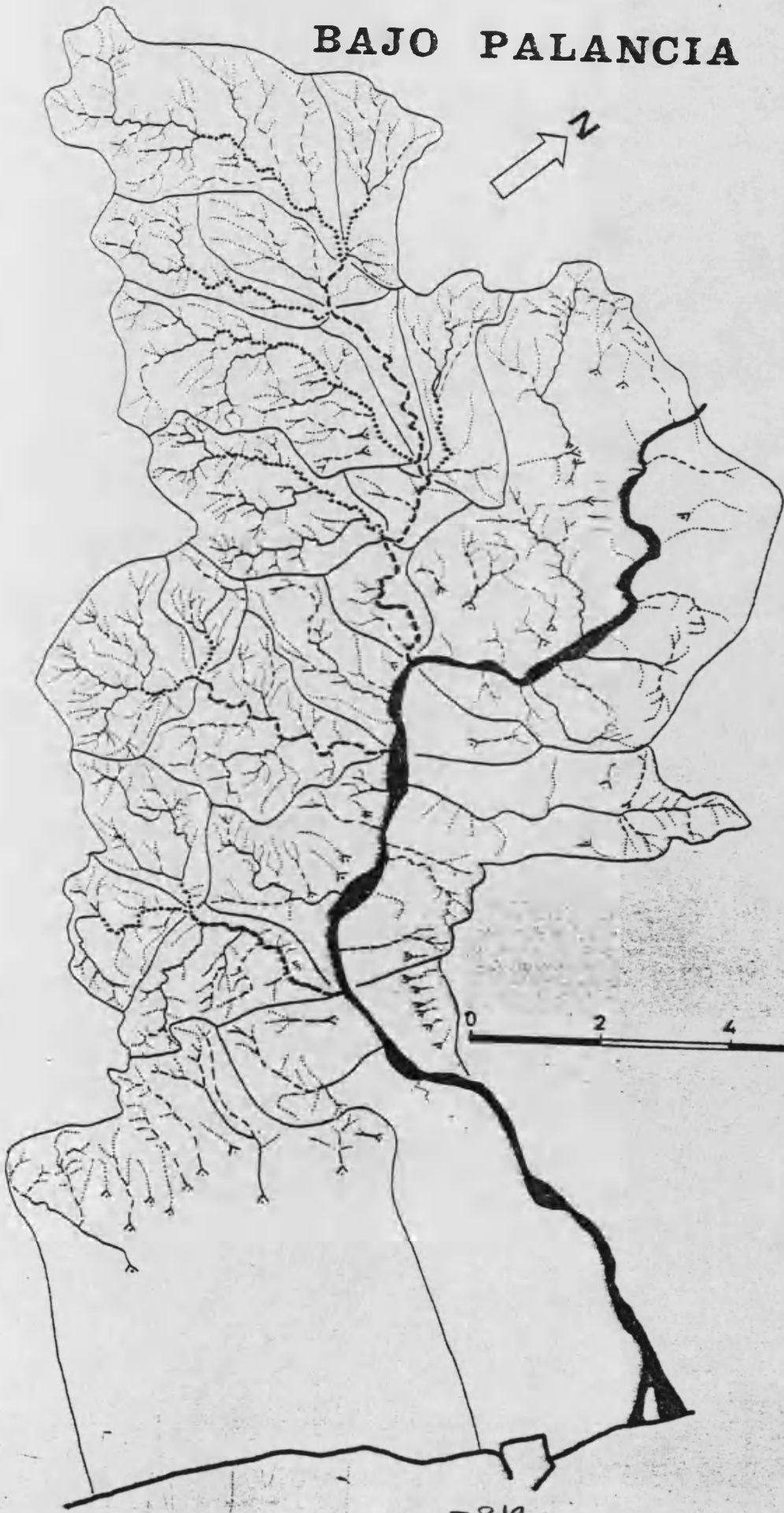
24-427

PALANCIA MEDIO

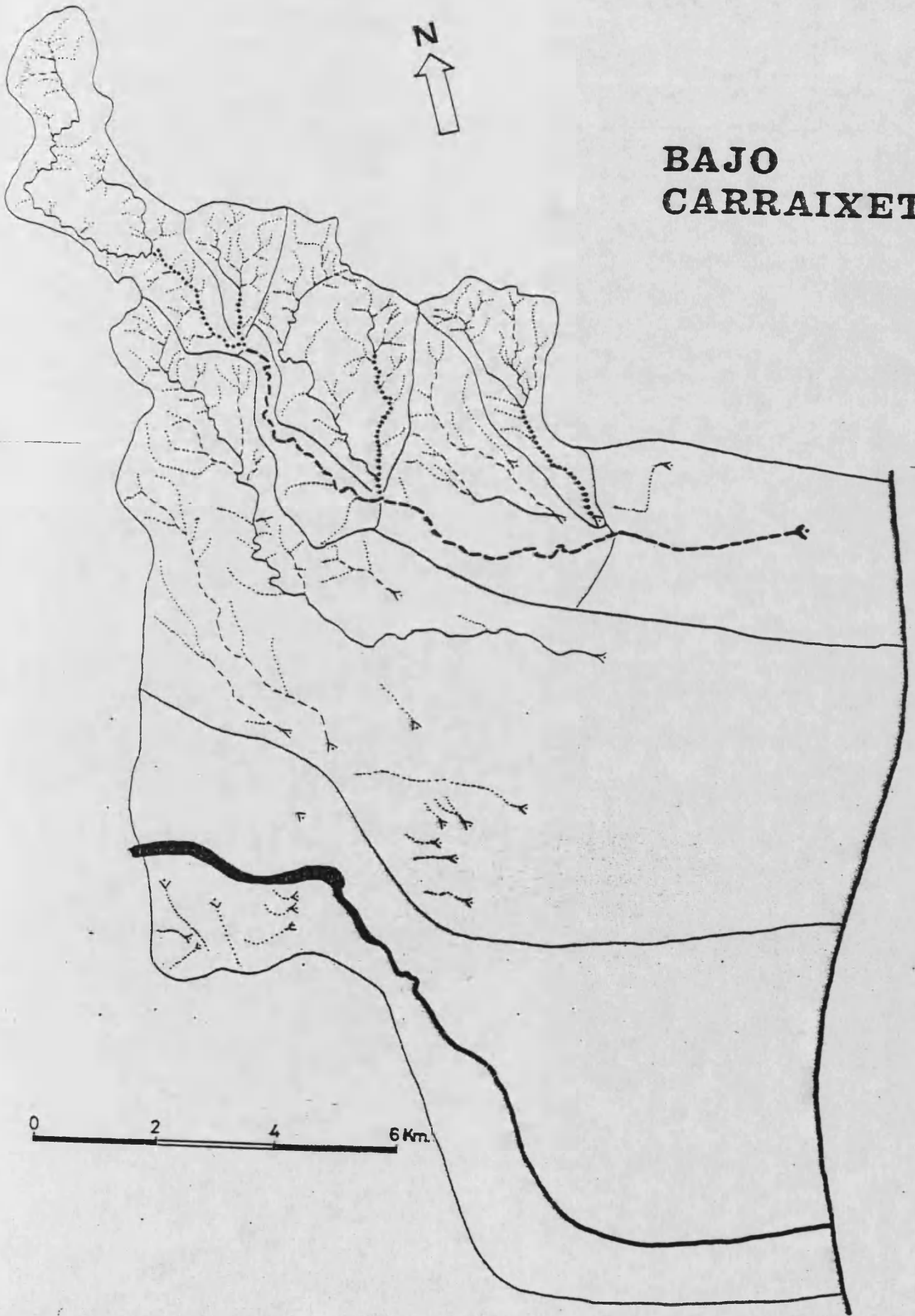
-317-



BAJO PALANCIA

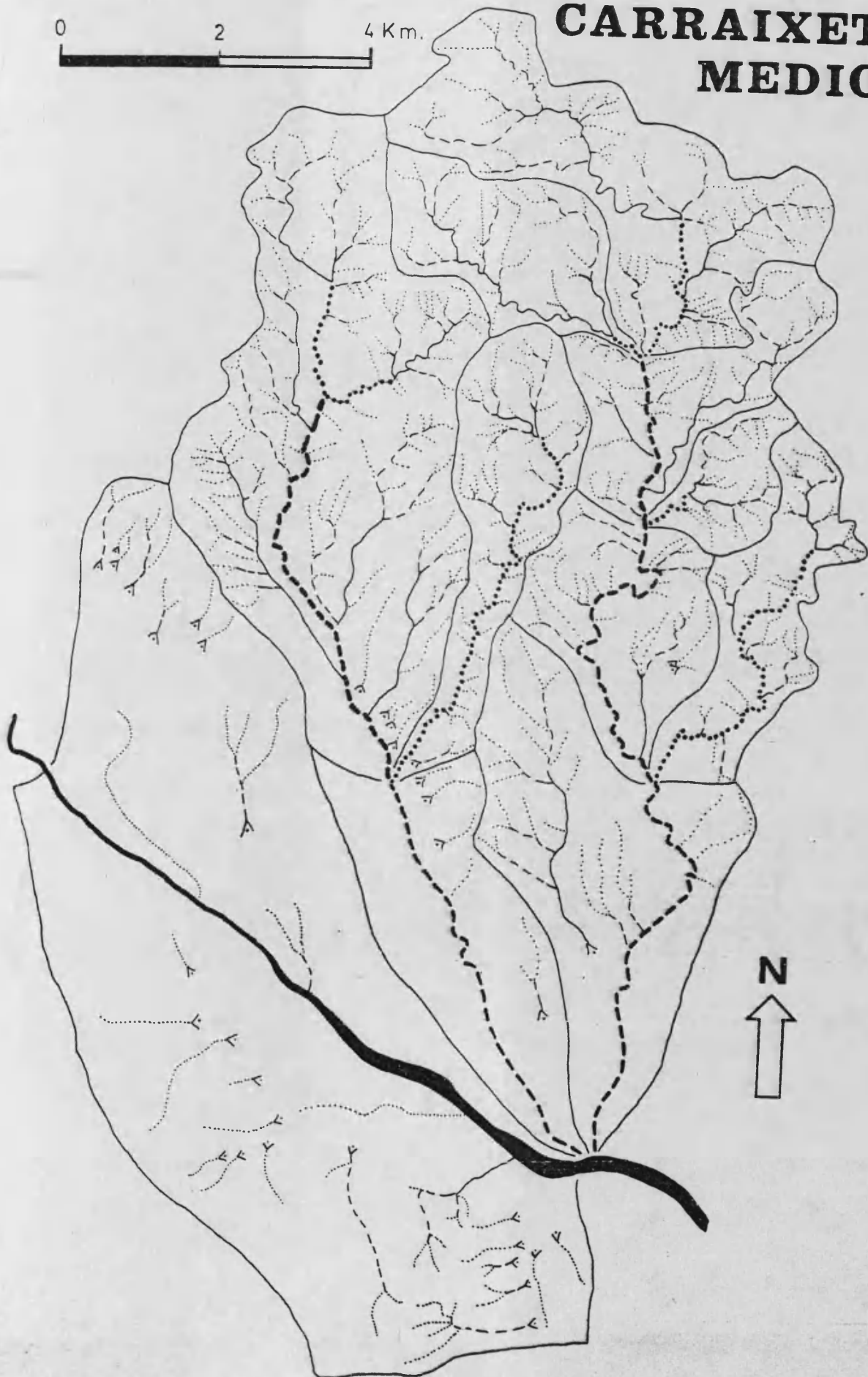
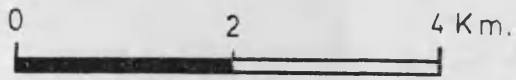


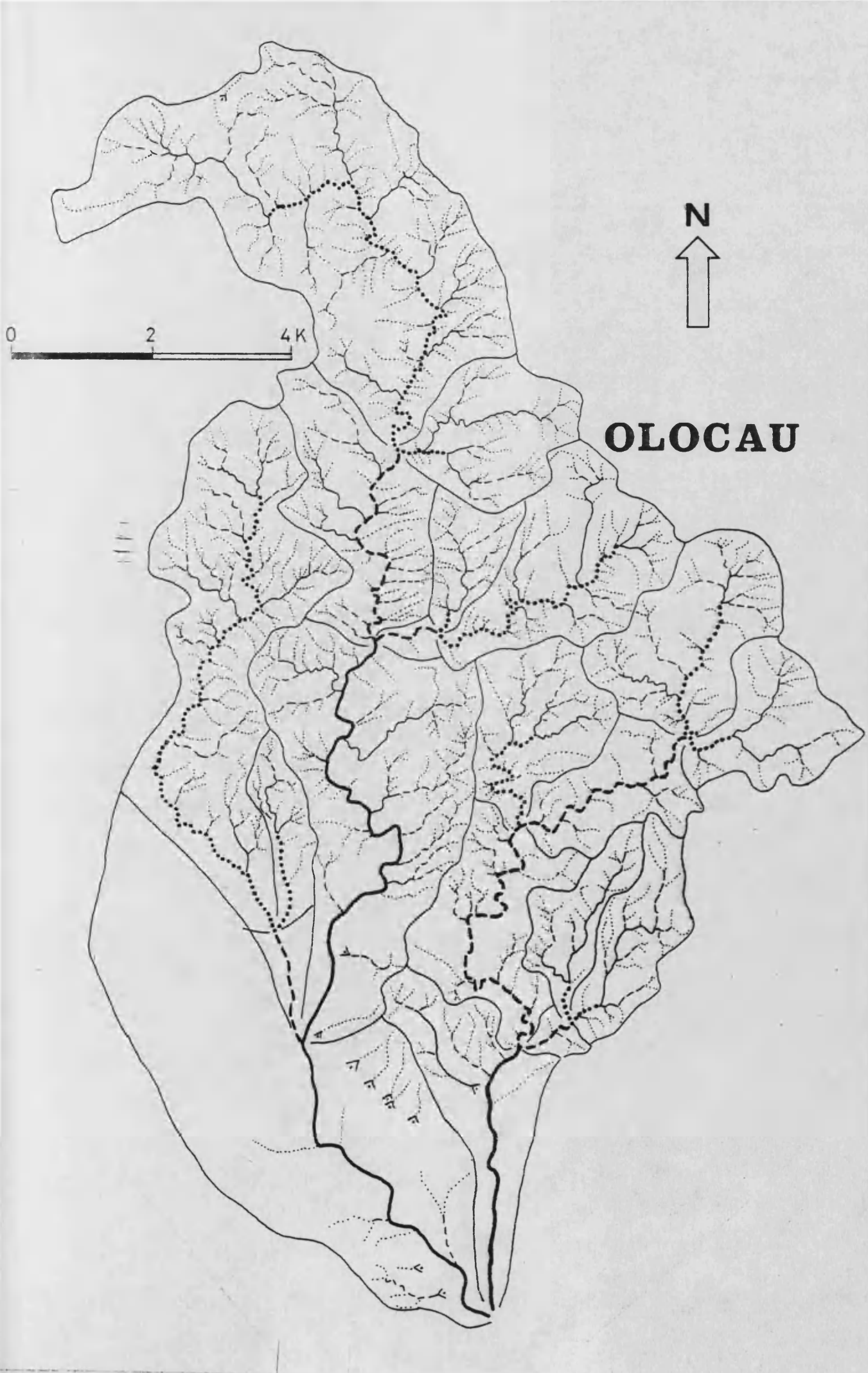
**BAJO
CARRAIKET**



0 2 4 6 Km.

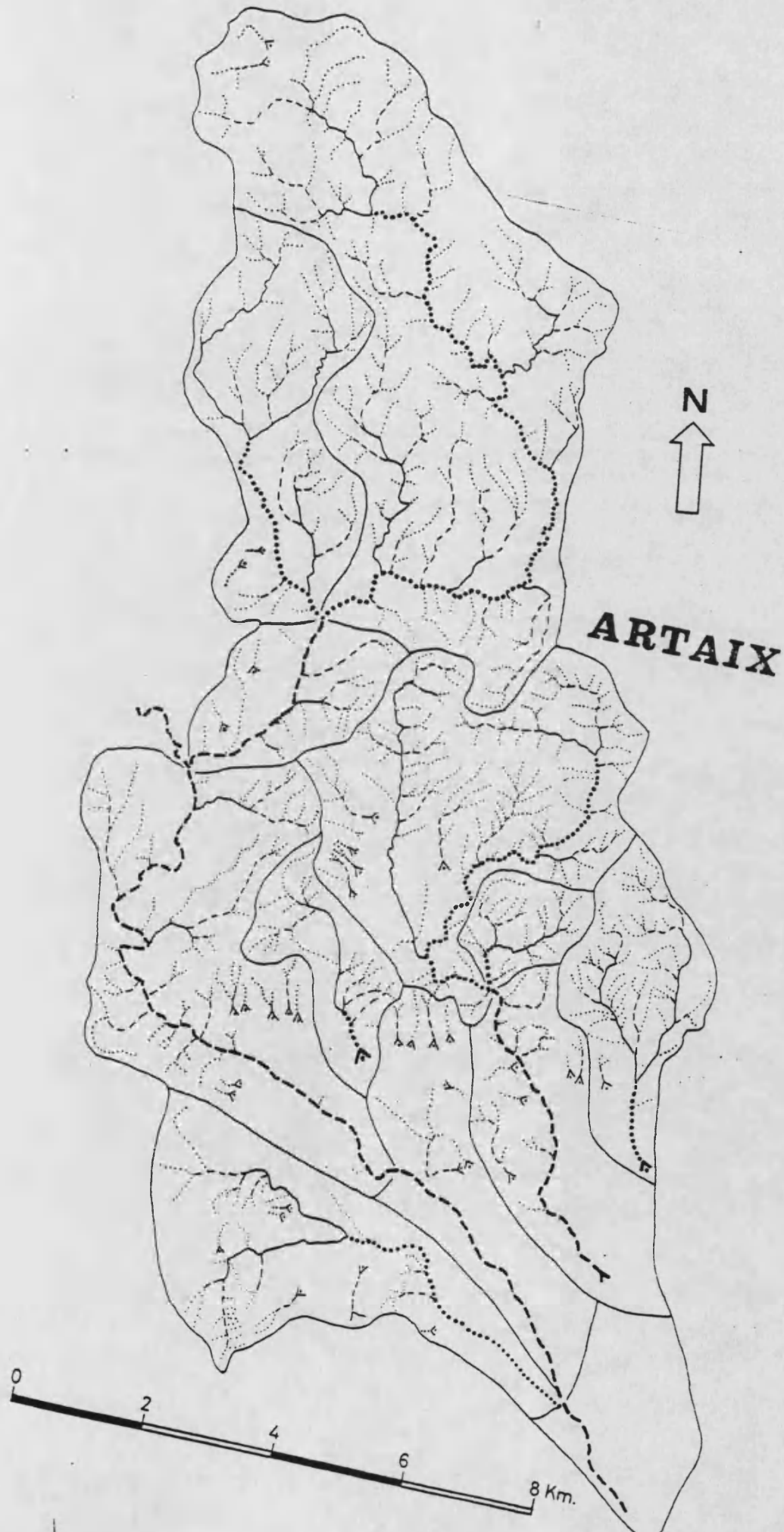
CARRAIKET MEDIO





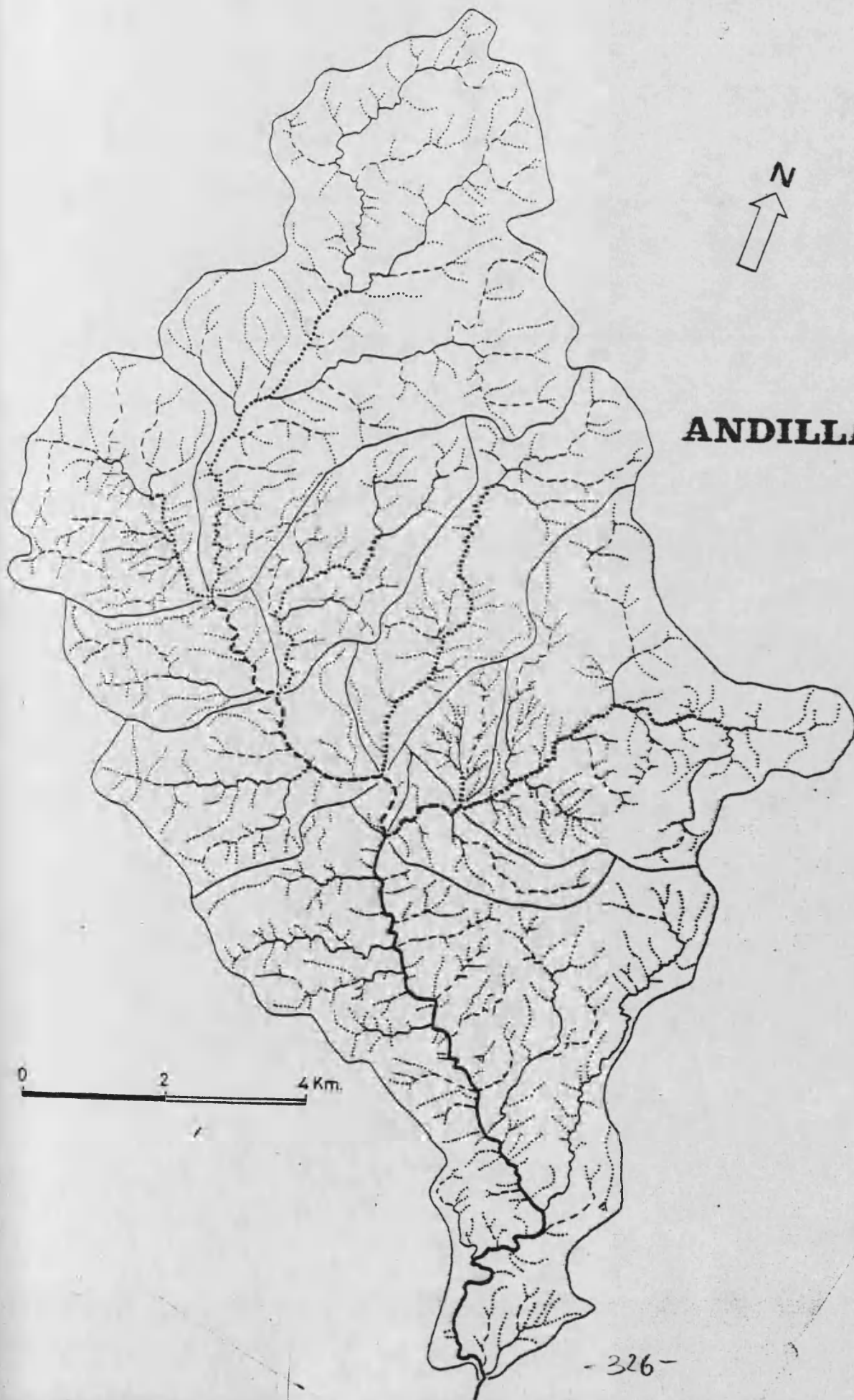
0 2 4 K

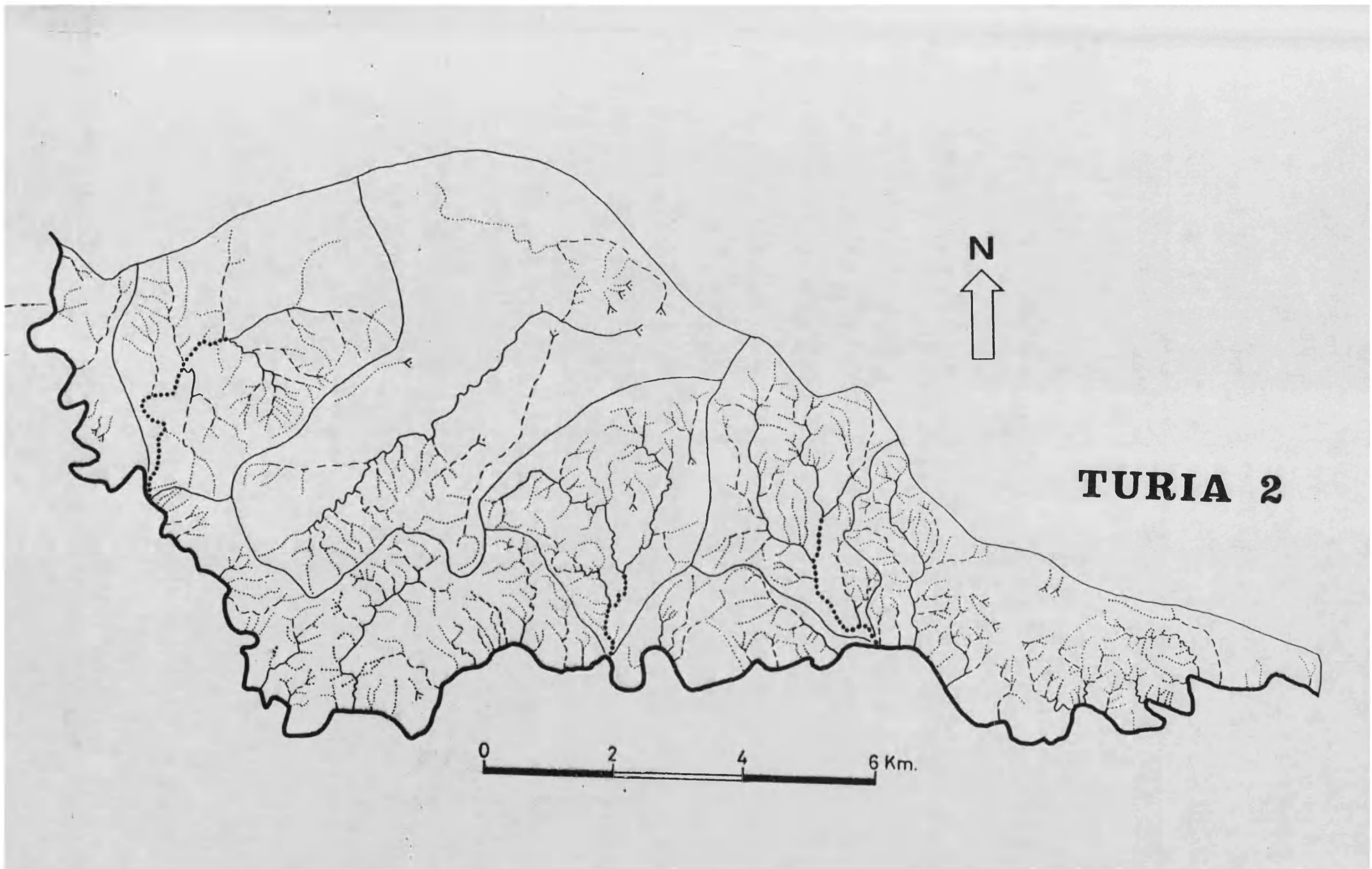
OLOCAU



21-27

-325-

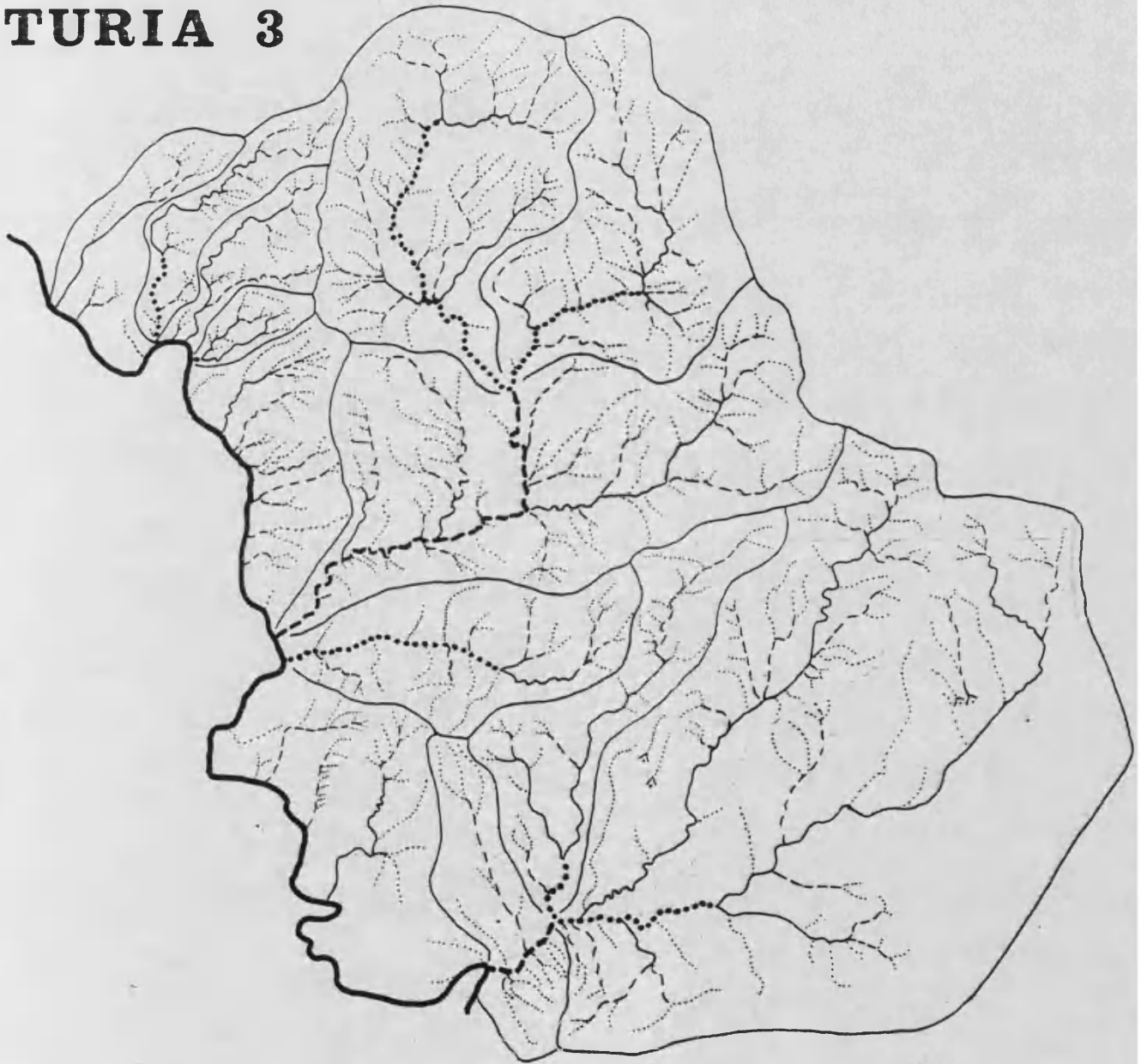




TURIA 2

0 2 4 6 Km.

TURIA 3



les a la hora de establecer variaciones estadísticas de los datos (MARK y CHURCH, 1977), por ello nos detenemos en su explicación. Las de áreas y diámetros mayores se han realizado sobre la escala original de las restituciones (1:33.000 aproximadamente), mientras que las mediciones de longitudes de cauces se han efectuado sobre una ampliación por cuatro, dadas las dificultades e inexactitudes de realización sobre el original.

De entre los métodos de medida areal y lineal se ha elegido el planímetro polar para las áreas y la regla para las longitudes de cauces (1). El primer método, según GARDINER (1975) es el mejor de entre los que cumplen la función de medir áreas. El segundo, si bien es aceptado por este mismo autor (GARDINER, 1981), puede dar resultados menos precisos que con el uso de curvímetros. Se ha utilizado por su rapidez y comodidad y porque los errores quedaban disminuidos al medir sobre ampliaciones. No obstante, se ha contrastado con el uso de un curvímetro y se ha comprobado que las tasas de desviación eran mucho menores que las que llegan a ofrecer los mismos curvímetros entre sí (2).

h) Aparte de estos parámetros, se ha calculado también el desnivel máximo existente en cada cuenca, tras haber

(1) La medición se ha realizado descomponiendo el cauce en tramos rectos.

(2) Según GARDINER, 1981, p.51, las medidas tomadas con diferentes modelos de curvímetros pueden variar hasta un 10% en ríos de baja sinuosidad.

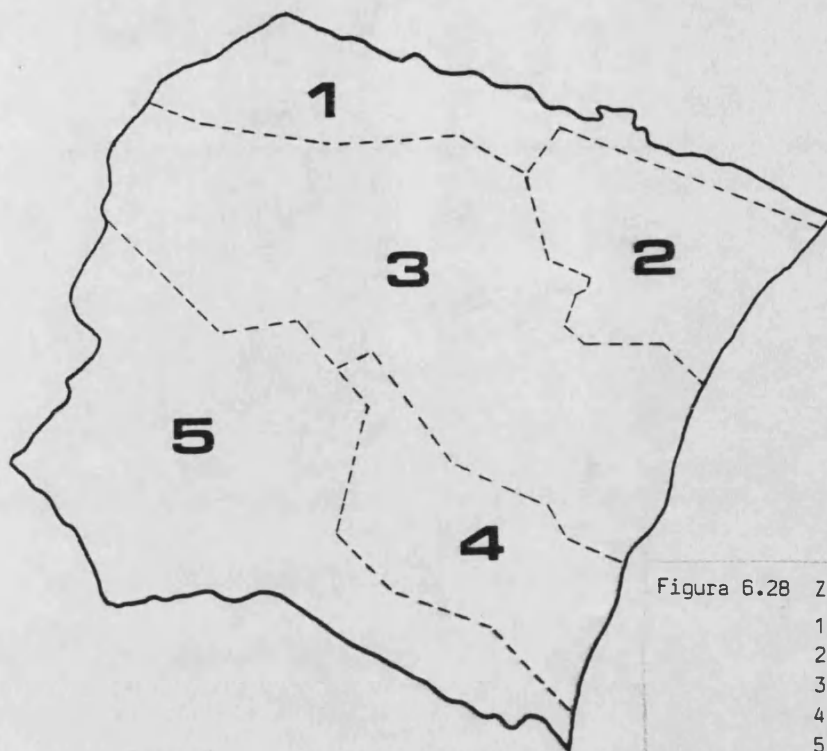
trazado el perímetro de ésta en el mapa topográfico. Para la determinación del vértice más alto de la cuenca se ha seguido el criterio de CHRISTOFOLETTI (1969) que sugiere que se tome el más elevado de los que constituyen la mitad superior del perímetro de la cuenca.

6.1.2 La nomenclatura de las cuencas.

La designación de las cuencas es un problema que se presenta habitualmente en estudios morfométricos, siendo solucionado de diversas formas. La aparentemente más sencilla es la que consiste en numerar por un orden convenido cada una de ellas. Este método es el más utilizado en estudios que trabajan con pocas cuencas y que las consideran a un único nivel de orden, pero no es adecuado en otras condiciones. Lo mismo sucede cuando se utiliza la toponimia, al ser un método similar al anterior. Métodos codificados similares al utilizado por la Confederación Hidrográfica del Júcar tampoco servirían, ya que generan números excesivamente dilatados (1).

Por todo ello se ha diseñado un método jerarquizado que se adapta a las características de la región estudiada, y que sirve para nombrar las cuencas de drenaje a dife-

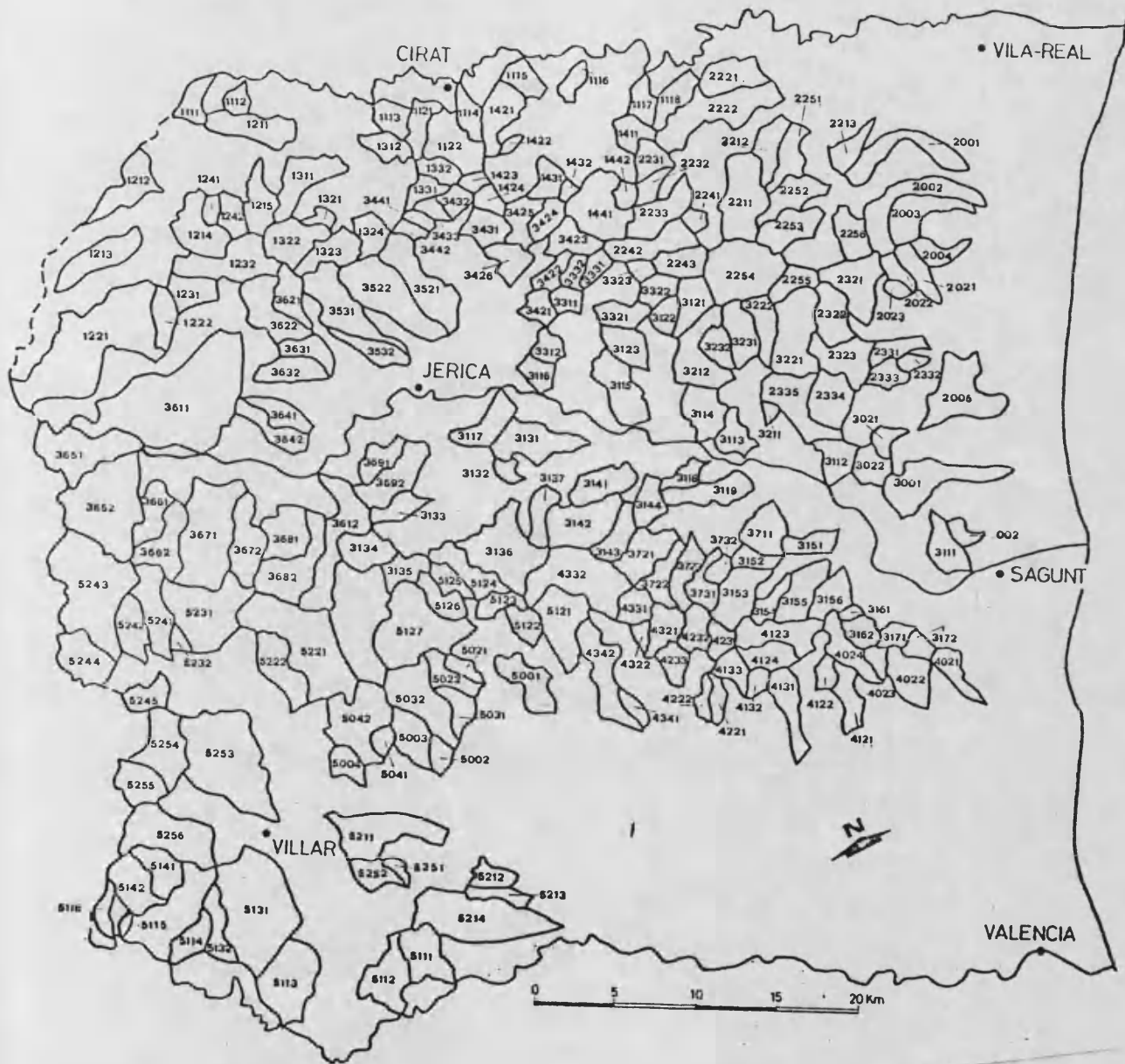
(1) El método de la Confederación Hidrográfica del Júcar parte de un número para cada cauce principal y va añadiendo cifras por cada afluente, subafluente, etc. con lo que, en el área considerada, algunos cauces de primer orden llegarían a tener números con más de 10 dígitos.



rentes niveles de orden. El método, explicado con detalle en el Anexo II, va añadiendo dígitos a medida que se designan cuencas de orden inferior y distingue, dentro de cualquier orden, entre las cuencas completas del citado orden y los espacios intersticiales que dejan estas cuencas y que tienen cauces con órdenes inferiores. En definitiva, condensa varios conceptos o relaciones en una expresión numérica mixta.

En la aplicación de este método de codificación se ha partido de cinco zonas base (fig. 6.28), cada una con un número de identificación. Todas las cuencas de cualquier orden pertenecientes a estas zonas llevan este número en primer lugar. Dado que dentro de ellas el máximo orden





existente era el 6º, este tipo de cuencas se designa con dos dígitos. Los nombres de las cuencas de 6º orden y su código pueden observarse en la fig. 6.29.

Las cuencas de 5º y 4º orden participan del mismo mecanismo de elaboración. Las de 5º orden tienen tres dígitos (ver fig. 6.30 en donde figura el nombre de las principales cuencas de este orden) y las de 4º orden, cuatro dígitos (ver fig. 6.31).

6.2 INDICES Y PARAMETROS MORFOMETRICOS.

Son innumerables los índices y parámetros diferentes que han sido definidos y utilizados en trabajos de morfometría fluvial. Únicamente en el apartado de medidas de longitud de cuencas, por ejemplo, se llegan a definir hasta cinco líneas diferentes: eje vectorial, línea equidistante a la boca, longitud mayor desde la boca, longitud mayor de la cuenca y longitud entre la boca y el punto más alto de la cuenca (vid. GARDINER, 1975, p. 17). Si los parámetros definidos son numerosos, todavía es mayor el número de índices morfométricos que surgen a partir de ellos.

Sin embargo, la versatilidad de estos datos, es decir, su extremada variedad y sus grandes posibilidades de combinación, no suponen, salvo excepciones, una redundancia

en los resultados. En realidad, cada uno de ellos supone un método analítico para averiguar determinadas características, factores genéticos o fases evolutivas de una cuenca o de una red fluvial. Tomando el ejemplo anterior, una relación discriminatoria entre la longitud mayor de la cuenca y la longitud mayor desde la boca, en el sentido de señalar si coinciden o no, puede servir perfectamente para analizar anomalías en la evolución del drenaje, como pueden ser procesos de captura, o para detectar influencias estructurales: sin el concurso de estos u otros factores siempre coinciden ambos valores.

Con esto, se quiere señalar que es muy importante la selección de parámetros o índices en las primeras fases de un análisis morfométrico y que esta elección debe estar ajustada a las exigencias y objetivos de la investigación.

Los del presente análisis son estudiar las características morfométricas generales de un área amplia y compacta. Es una primera fase de análisis en la que se intenta dilucidar las principales características y plantear los problemas más importantes. Por ello, se han elegido algunos de los índices más representativos y se han cubierto tanto los aspectos de forma y dimensiones de las cuencas (índices S y Re), o los aspectos de dimensiones y organización de la red (R1m y Rb) como los aspectos tridimensionales

(Rr y Hd) o las relaciones entre la red y las cuencas (Dd y Dh).

Los resultados obtenidos se muestran en el cuadro 6.I y II para las cuencas de orden 6º y orden 5º y en el Anexo III para las de orden 4º.

A) Extensión (S).

Esta es la única característica de las que se consideran que no es un índice. Se trata de uno de los parámetros más importantes y como tal fue definido por HORTON (1945) en su trabajo pionero (1).

Las cuencas de 4º orden existentes (228) presentan valores muy desiguales que oscilan entre los 0'73 km² de la cuenca 5115 y los 37'71 km² de la cuenca 3611 (Rambla de Orduña). Este gran rango de oscilación (x 50), muestra hasta qué punto las condiciones de organización de la red son desiguales. En el primer caso se trata de un área de badlands a favor de los materiales del Keuper aflorantes en la extrusión de Chelva, mientras que en el segundo se trata de una zona calcárea tabular de desarrollo cárstico

(1) En el análisis de parámetros e índices que sigue se harán referencias exclusivamente a cuencas de orden 4º ya que, al ser el nivel de estudio más detallado, es el que permite unas comparaciones espaciales más ajustadas.

durante el Pliocuaternario, (los poljes de El Toro), en la cual, debido a la incisión de la red principal (Río Palancia), se ha producido una incipiente organización de la red.

El factor principal del tamaño de las cuencas parece ser el grado de organización de la red. Por ello, dos elementos de suma importancia serán la evolución morfogenética y el marco litológico de cada cuenca. El factor estructural también es importante debido a que tiende a disminuir la razón de bifurcación, retrasa la formación de cauces de orden superior y por tanto, favorece el que las áreas tengan grandes dimensiones. Se debe distinguir, no obstante, entre el control macroestructural (o mesoestructural) y el microestructural, tal como señala CALVO CASES (1979). Únicamente el primero propicia la génesis de áreas grandes; el segundo puede llegar a actuar en contra, al disminuir la compacidad del roquedo.

Las cuencas más pequeñas están directamente relacionadas con litologías blandas o semiduras. Las más favorables son las márgas, yesos y arcillas del Keuper (cuencas 5116, 5115, etc.) las argilitas o alternancias de argilitas y areniscas del Buntsandstein (1432, 3161, etc.) y series de ritmitas jurásicas (5041, 5002, etc.). Los materiales de la facies Weald, debido a que afloran en escasos lugares y donde lo hacen han permitido el desarrollo de glaciares, no

son, en esta región, litologías favorables. Cuando las zonas del Keuper han tenido esta evolución morfogenética, tampoco desarrollan áreas pequeñas.

Las cuencas grandes son generadas por factores diversos:

- como factores morfogenéticos tenemos el ya citado de la reciente jerarquización de la red tras una evolución cárstica independiente (3611), y el hecho de que se hayan desarrollado niveles de glaciales recientes (5131, 5253, etc.) La cuenca 1221, en la cabecera de la Rambla de la Maimona puede haber tenido una influencia mixta de estos dos factores.

- entre los factores litológicos destaca el afloramiento de rocas calcáreas compactas y poco facturadas, como es el caso de bastantes de las cuencas ubicadas sobre la Sierra de Javalambre (3652, 5243, 3671, 5231, 5221, etc.).

- los factores estructurales pueden llegar a alterar condiciones adecuadas para la génesis de cuencas pequeñas y dar lugar a cuencas, si no del cuartil superior, sí al menos más grandes que las de su entorno. Los casos de la Rambla de Artana (2254), de la cabecera de la Rambla de Ayódar (1421) o de la cabecera del Barranc de Olocau (4332) obedecen a este motivo y así puede constatarse si se observa la estructura de la red de estas cuencas en las figuras 6.4 y 6.20. En general los patrones estructurales que

influyen en el tamaño de las cuencas se dan, sobre todo, en zonas de afloramientos de Triás Inferior. En sectores calcáreos se produce el mismo fenómeno (por ejemplo en la cuenca 3671), pero es más difícil dilucidar el papel de la estructura del de la litología.

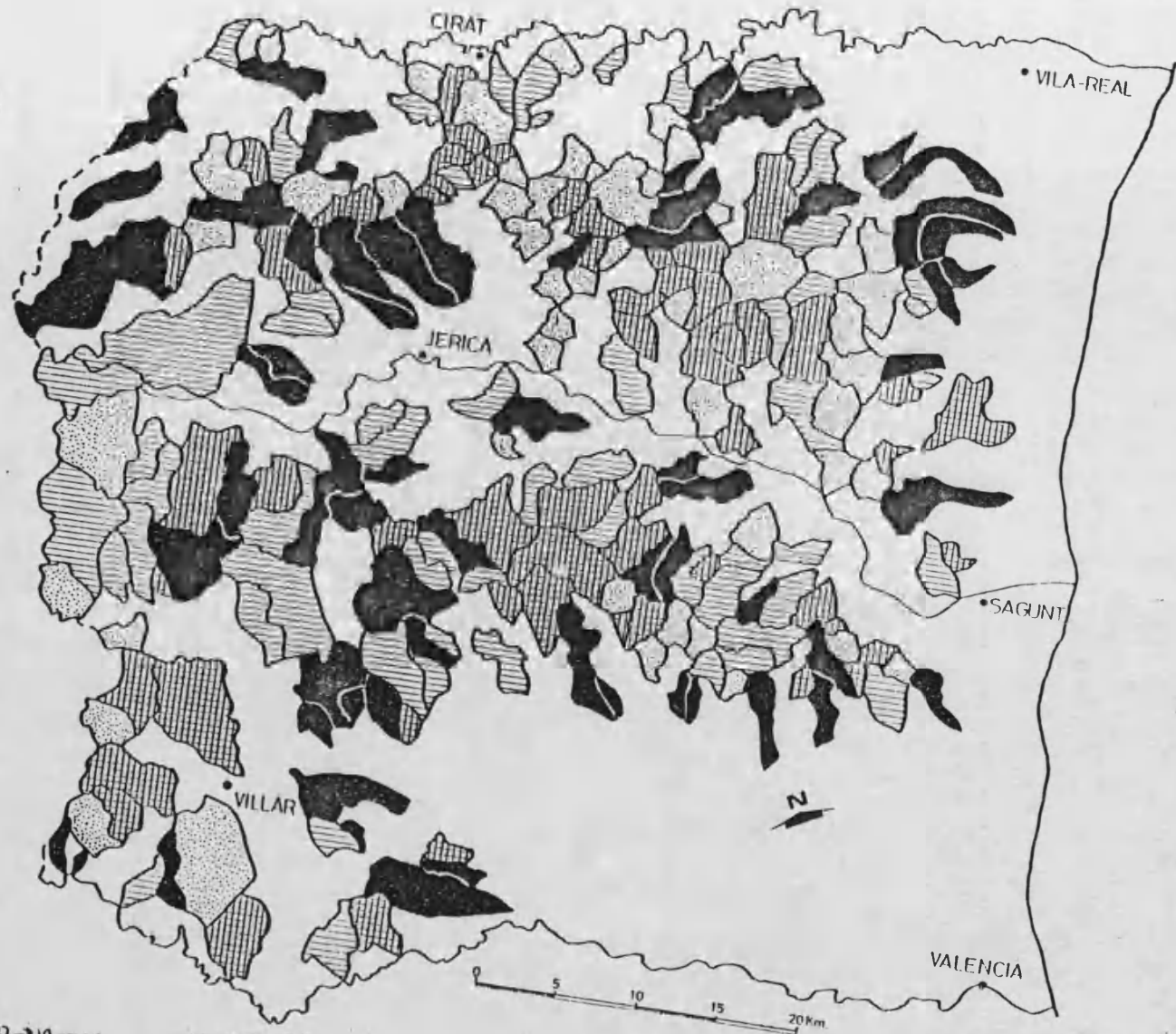
- finalmente, hay que señalar la relación existente entre elongación y tamaño de las cuencas. Este es el motivo de la gran extensión de las cuencas 3531, 3532 y 3521, en el área de glaciares y abanicos aluviales de Caudiel. Estas cuencas tienen unas redes con un patrón de drenaje en paralelo (ver fig. 5.11) que en el capítulo de la organización fluvial se interpretaba como síntoma de deficiente organización de la red en un área convertida en exorreica en tiempos ya cuaternarios.

B) Razón de elongación.

La razón de elongación es la relación existente entre el diámetro de un círculo de igual área que la de la cuenca y el eje mayor de la cuenca considerada; como tal se ha tomado la longitud más larga (vid. GARDINER, 1975, p.17 y fig. 6.34). Es un indicador de desviación de la forma de la cuenca respecto al círculo.

Fue SCHUMM (1956) quien definió el índice e indicó que sus valores normales están comprendidos entre 0'6 y 1'0.

-342-



630 27-19

Este autor diferencia entre regiones accidentadas (con valores inferiores, en general, a 0'8) y regiones llanas, caracterizadas por altos valores del índice. La región estudiada se sitúa en el primer grupo, y así lo confirman sus valores.

Entre los factores que condicionan este índice están los estructurales, los litológicos y los topográficos. El primero puede actuar en doble sentido: una red articulada y ortogonal de fallas puede dar lugar a cuencas tendentes a la circularidad, como llega a suceder en algunas cuencas de la Sierra de Espadán (1441 y 2234, cabeceras de la Rambla de Ayódar y de la Rambla de Artana, respectivamente); en otras ocasiones, por el contrario, un predominio de determinadas direcciones estructurales da lugar a cuencas elongadas (cuenca 2242, cabecera del Riu de Tales).

Los factores litológicos han sido resaltados frecuentemente. GHOSE et al. (1967) indican que la mayor dureza del roquedo tiende a originar cuencas elongadas, mientras que las litologías blandas favorecen la rápida organización de la red y dan lugar a cuencas circulares. CANO (1975) no llega a apreciar estas tendencias en la cuenca de la Rambla de Caballero. Por su parte, CALVO CASES, en su estudio morfométrico del Macizo de Penyagolosa, destaca el papel de la conjunción litología-pendiente en

el sentido de que, si bien las litologías blandas tienden a generar índices altos, cuando el gradiente de éstas es bajo, pueden desarrollarse cuencas muy elongadas. En la región hay algunos sectores caracterizados precisamente por tener litologías blandas y cuencas muy elongadas (red ubicada sobre los glaciares de Valdurón y Caudiel, o sobre la superficie de Manzanera), pero creemos que aquí el factor principal no es tanto el bajo gradiente de las litologías blandas sobre las que se desarrollan los glaciares sino el hecho de ser topografías generadas en tiempos relativamente recientes, con lo cual la red apenas ha podido desarrollarse.

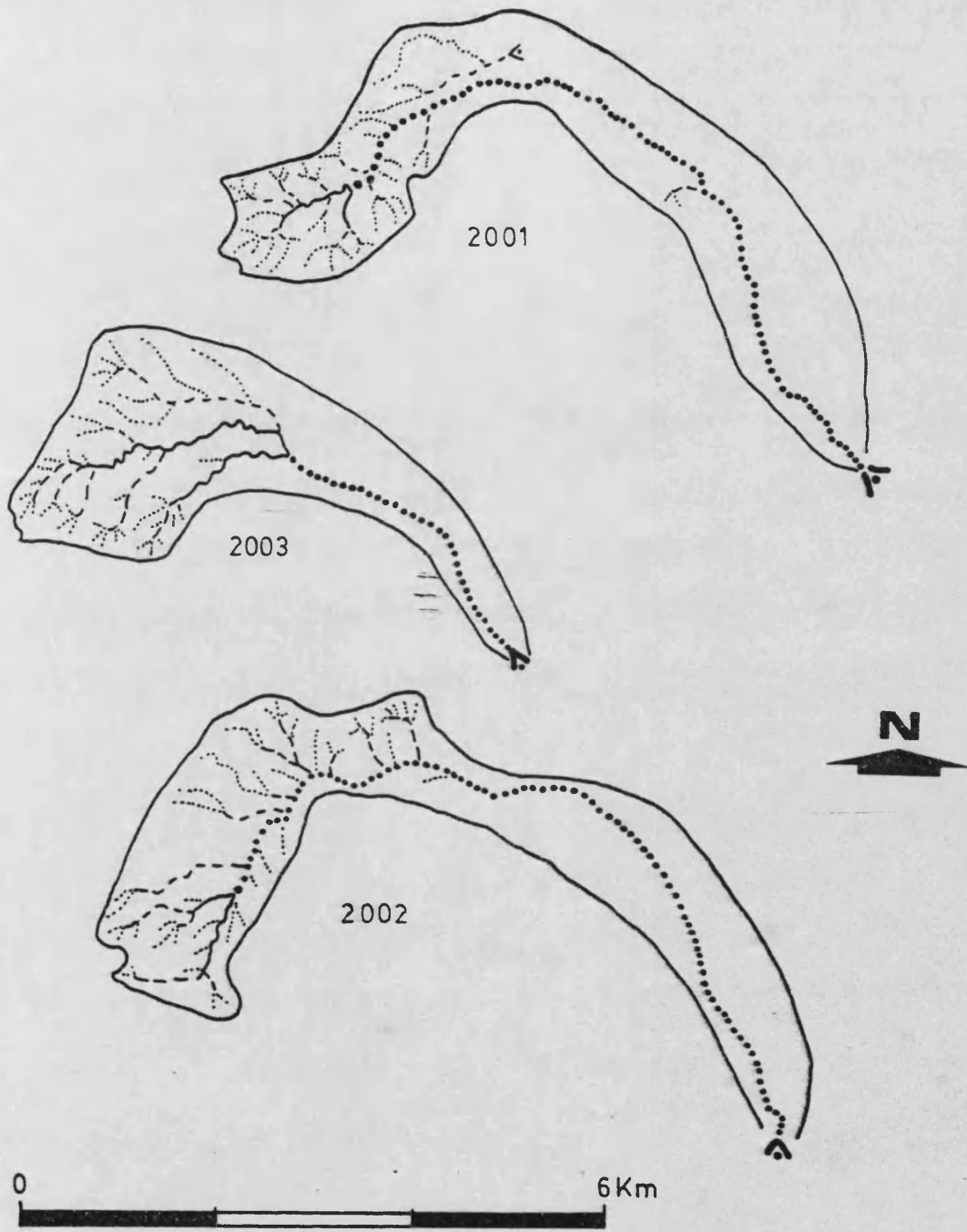
Aparte de estos casos, pueden observarse cuencas elongadas, fruto de factores diferentes. Uno de estos tipos es el conformado por cuencas con una organización de la red deficiente o anómala, producto de la evolución morfogenética. Así, no es raro observar algunas cuencas elongadas de diseño extraño (vgr. la 3612) en las cuales es difícil vislumbrar el papel de cada uno de los factores, o cuencas en las que un proceso de captura ha podido condicionar la elongación (puede ser el caso de la cuenca 4132). Ello convierte a este índice en un instrumento para localizar este tipo de fenómenos a partir del contraste.

de los valores entre las cuencas anómalas y los del alrededor.

Finalmente, en los piedemontes aluviales de la región, especialmente en el costero, se pueden observar algunas cuencas muy elongadas compuestas por una pequeña cabecera con una red de drenaje bien articulada y un cauce efluente que, una vez sale del sector montañoso, discurre largo trecho encajado en sus propios depósitos hasta desaparecer o ser colectado por otro cauce más importante. En este tramo apenas recibe cauces de orden elevado que puedan llegar a alterar su propio orden. Se trata, pues, de cuencas morfológicamente mixtas (ver fig. 6.33) y en ello radica precisamente su gran elongación (cuencas 2001, 2002, 2003, 3001, etc.).

C) Densidad hidrográfica (Dh) y densidad de drenaje (Dd).

Estos índices fueron definidos por HORTON (1945) y retomados por STRAHLER (1968); el segundo de ellos es uno de los índices morfométricos básicos y como tal ha sido profusamente utilizado. Son un tipo de índices que pueden calcularse sin inconvenientes en áreas que no constituyen



cuencas de un orden determinado (1). PARK (1977), por ejemplo, en su estudio sobre la densidad de drenaje de la isla de Malta, calcula los valores sobre una retícula cuadrangular.

La densidad hidrográfica, o frecuencia de cauces, es el número de cauces por unidad de área. Es una medida de la textura fluvial semejante a la que proporciona la densidad de drenaje, de ahí que sus valores sigan tendencias cercanas. La densidad de drenaje, por su parte, es la razón entre la longitud total de los cauces de un área determinada y su extensión.

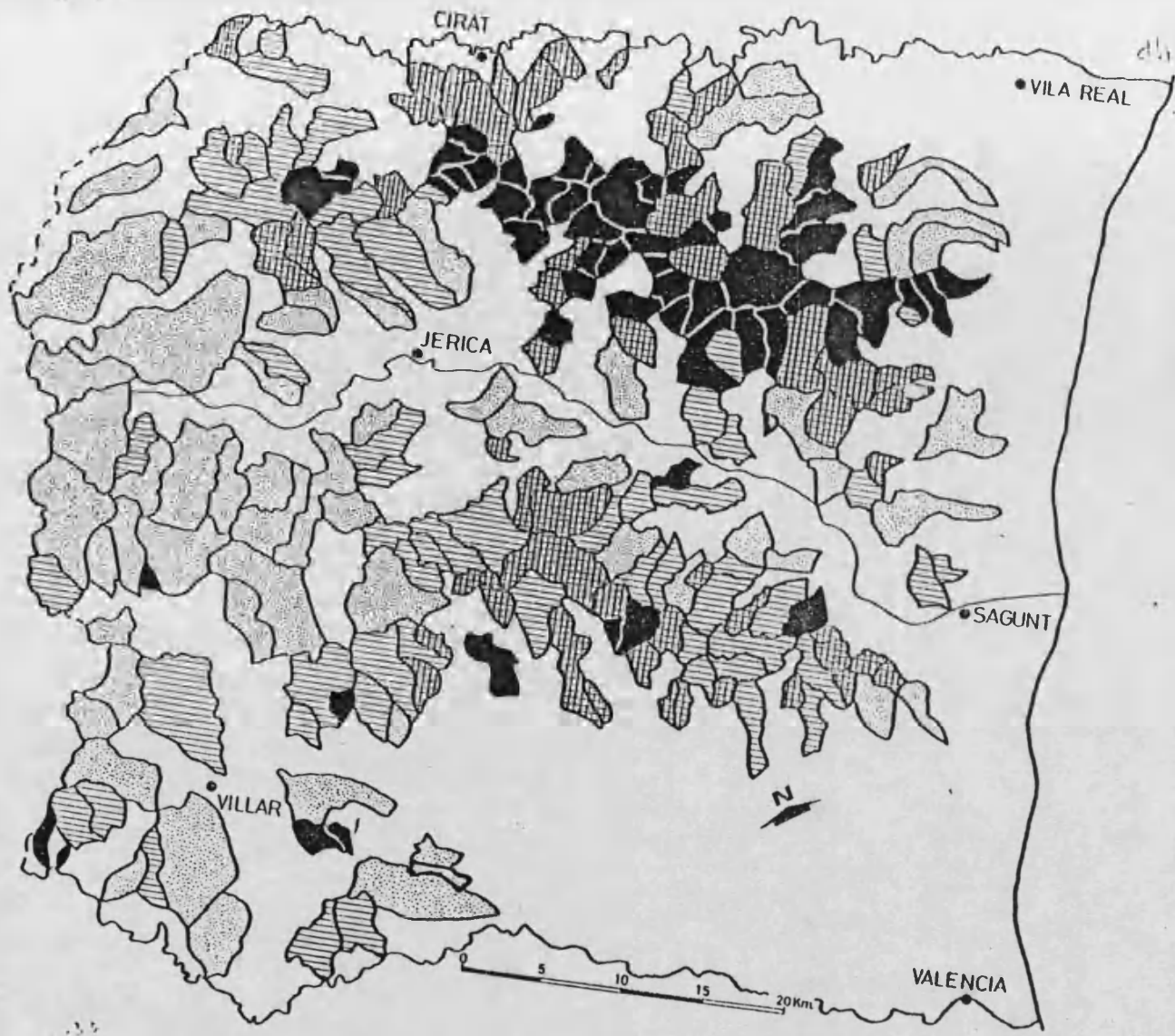
Los factores que afectan a ambos índices son parecidos. El factor litológico es importante ya que suele determinar la capacidad de absorción de agua de un espacio, y por tanto la cantidad de escorrentía superficial y la posibilidad de formación de cauces. Esta relación solo puede ser alterada cuando la edafogénesis crea unas características del suelo sustancialmente diferentes de las de la roca madre, pero esto no sucede en la región estudiada debido a la propia degradación de las capas edáficas.

El factor estructural influye en el sentido de posibilitar la aparición de más cauces de los que se genera-

(1) Otros índices, como los R_e , S , R_b , R_{lm} , etc., sólo pueden calcularse para cuencas completas de determinado orden ya que si se abarcan también los espacios intersticiales o si se calculan para cuencas de orden diferente los resultados no son comparables entre sí.

37-11

du



-349-

132E

rían sin su concurrencia. CALVO CASES (1979) destaca la diferencia de valores de Dh entre sectores con litologías duras compactas, (valores bajos) y sectores con litologías duras fracturadas (valores elevados) e indica que es debido, principalmente, a la génesis de cauces de orden 1º y 2º.

Otros factores, como los climáticos, también han sido discutidos, sobre todo en relación con la densidad de drenaje. GREGORY y GARDINER (1975) sugieren que el clima es un factor a escala mundial mientras que los anteriormente señalados lo son a escala local. Sin embargo, muchos autores discuten el papel que corresponde al clima actual, en el sentido de que la implantación de la red ha podido realizarse en periodos climáticos distintos a los actuales (vid. ONGLEY, 1974).

Es evidente que la red de la región no corresponde en su totalidad a las condiciones climáticas holocenas, pero también puede deducirse del estudio morfogenético de los capítulos 3 y 4 que la activación de la incisión fluvial durante este periodo ha sido muy importante: la relación que mantienen las formas y depósitos atribuidos al Pleistoceno Superior con la red actual así lo demuestra.

Sintetizando la información que suministra la morfogénesis, podrían aventurarse las siguientes etapas de formación de red fluvial y de evolución de la densidad de drenaje.

1) Etapa inicial de diseño de la red de elevado y mediano orden.

Comenzaría tras la última fase de distensión alpina y discurriría hasta la última fase de estabilidad morfo-genética previa al nivel G_2-T_2 . En los sectores montañosos pueden llegar a formarse hasta algunos cauces de 2º e incluso 1º orden que han persistido hasta la actualidad. Las etapas de glaciación villafranquiense indican que la jerarquización básica de la red ya se ha elaborado previamente, pero la génesis posterior de nuevas redes sobre los niveles villafranquienses ha sido muy importante.

2) Etapa de glaciación que culmina con el nivel G_2-T_2 .

Es una fase de denudación intensa, continuación de la anterior, sin solución de continuidad, pero caracterizada por acabar con la creación de una red muy semejante a la actual y, posiblemente, por tener una densidad de drenaje inferior a la de los periodos anteriores, por efecto de la glaciación.

3) Etapa de incisión pre- G_1-T_1 .

Afecta principalmente a los glaciares y terrazas del nivel G_2-T_2 , pero también a vertientes labradas sobre roquedo blando que enlazan con este nivel. No llega a culminar, excepto en pocos lugares, en una fase de glaciación, por lo que, en general, contribuye a aumentar la densidad de drenaje. En los lugares donde se produce esta glaciación o en los de fuerte agradación de los depósitos de este nivel, por el contrario, pueden haberse borrado trozos de una red más densa. Muchos de los paleocauces que se observan hoy, son vaguadas creadas y colmatadas durante esta fase que no se han reactivado en fases posteriores.

4) Etapa de incisión holocena y actual.

Reactiva la red importante preexistente y muchas áreas de glaciares y terrazas de los niveles morfogénicos cuaternarios. Aumenta considerablemente la densidad de drenaje.

Todo ello implica que la densidad de drenaje ha ido variando durante el Pliocuatrnario a merced de las diferentes fases climáticas. Sin embargo, también puede afirmarse que gran parte de la responsabilidad de que haya altos valores en la actualidad se debe a la última fase

de formación de la red, elaborada bajo un clima, si no uniforme sí, al menos, sustancialmente diferente del de fases anteriores.

En la actualidad parece que el clima propicia la incisión, tal como se deduce de la creación de algunas terrazas históricas (MATEU BELLES, 1982), de los fenómenos de abarrancamiento generados por lluvias torrenciales (PEREZ CUEVA y CALVO CASES, 1984).

Si bien el factor climático explica la alta densidad de drenaje existente en la actualidad, los factores de diferenciación de sus valores dentro de la región son otros. El más notable es, sin duda, el litológico: los materiales del Buntsandstein son los que soportan unas densidades hidrográficas y de drenaje más elevadas, frente a las litologías calcáreas; este cambio de comportamiento puede observarse perfectamente en la Sierra de Javalambre-Calderona.

El factor pendiente también es importante. En ocasiones es difícil dilucidar si son las pendientes originales de las morfoestructuras creadas por las últimas fases tectónicas las que condicionan altas densidades de drenaje,

o si es el encajamiento y evolución de la red el que genera elevadas pendientes. Cabe distinguir, en este sentido, entre desnivel e inclinación. El segundo concepto, si bien guarda relación directa con el primero, también puede estar influido por la evolución de la red, como veremos al analizar los índices Rr y Hd. El desnivel parece estar más condicionado por los episodios tectónicos, de forma que, con unas mismas condiciones litológicas, las morfoestructuras que tendrían en origen mayores desniveles han dado lugar a cuencas con mayores densidades de drenaje e hidrográficas: el contraste más marcado lo ofrecen las sierras de Espadán y Calderona.

Por el contrario, bajos valores de densidad de drenaje se dan en los sectores de aluvionamiento cuaternario, en zonas de glaciación reciente (desde el nivel G₂-T₂ -cubeta de el Villar, valle medio del Palancia-) o en zonas calcáreas tabulares, con o sin desarrollo cárstico (llanos de Barracas y El Toro y plataforma de Burjassot-Llíria).

D) Razón de bifurcación y relación entre la longitud media de los canales.

Los índices Rb y Rlm permiten analizar algunos de

los principales aspectos lineales de la red. Como la mayor parte de índices morfométricos básicos, han sido propuestos por HORTON (1945).

La razón de bifurcación es el cociente entre el número total de segmentos de cauces de determinado orden y el número de segmentos del orden inmediatamente superior. Puede calcularse como relación entre dos órdenes tan sólo o como media entre todas las relaciones entre órdenes posibles. Según MORISAWA (1968) representa únicamente una relación estadística y no la existencia de un desarrollo geométricamente ordenado de la red. La relación de la longitud media de los canales se calcula del mismo modo que el índice anterior, pero tomando en consideración la longitud de los canales en lugar de su número.

Los valores característicos de R_b oscilan entre 3 y 5, en cuencas sin influencia estructural sobre la red y sin perturbaciones en su evolución (vgr. fenómenos de captura). Otro de los factores que se ha discutido que pueda afectar al grado de bifurcación de la red es la permeabilidad del roquedo. Algunos autores (vid. FRANÇA, 1968) sugieren que existe una relación inversa entre ambos elementos, mientras que otros, como SHREVE (1966), no ven tal relación. CA-

NO GARCIA (1975) apoya la primera postura al encontrar que las razones de bifurcación en zonas de litologías blandas e impermeables son menores, en general, que las razones de zonas calcáreas, aunque pueden llegar a producirse excepciones a esta regla.

En la región estudiada es el primer grupo de factores el que parece condicionar, preferentemente, razones de bifurcación elevadas. Por el contrario el factor impermeabilidad del roquedo apenas se vislumbra: en un mismo sector morfológico y morfogenético -valle del Río Turia- y sobre unas litologías semejantes, pueden darse razones con valores muy dispares, como los de las cuencas 5115 y 5116 (2'5 y 3'0 respectivamente) y el de la cuenca 5131 (4'6).

Los factores estructurales están en la base de razones de bifurcación elevadas. Muchas de las cuencas del centro de la Sierra de Espadán entran en este grupo (2234, 3212, 3221, 2211, 2321, 1441); también se da una relación entre rasgos estructurales y razones de bifurcación elevadas en bastantes cuencas de las estribaciones de Javalambre (3671, 5221, 5243) y de la Sierra Calderona (4332, 4123, 3155) y menos en la Sierra de Pina (1323, 1322). En este conjunto de cuencas los valores de la razón de bifurcación son superiores a 5, límite a partir del cual, según Strahler, pueden

sospechase ya influencias estructurales sobre la jerarquización de la red. Los materiales sobre los que se presenta este rasgo pueden ser tanto los del Buntsandstein como roquedos calcáreos jurásicos, si bien, como ya se señalaba en otros apartados, son los materiales triásicos los más relacionados con influjos estructurales.

Finalmente, también se advierte una relación entre cuencas elongadas y razones de bifurcación elevadas (cuencas 3532, 3522, 5214, 3612, etc.) lo que permite suponer que los factores que influyen en aquel índice (litológicos estructurales y topográficos) también lo hacen en éste: los dos primeros ya han sido resaltados; el factor topográfico influiría en el sentido de facilitar o no, a través de mayores o menores pendientes, la jerarquización de la red y por tanto, los valores de la razón de bifurcación. Este índice, al fin y al cabo, es el que mejor mide el grado de jerarquización y madurez de la red fluvial.

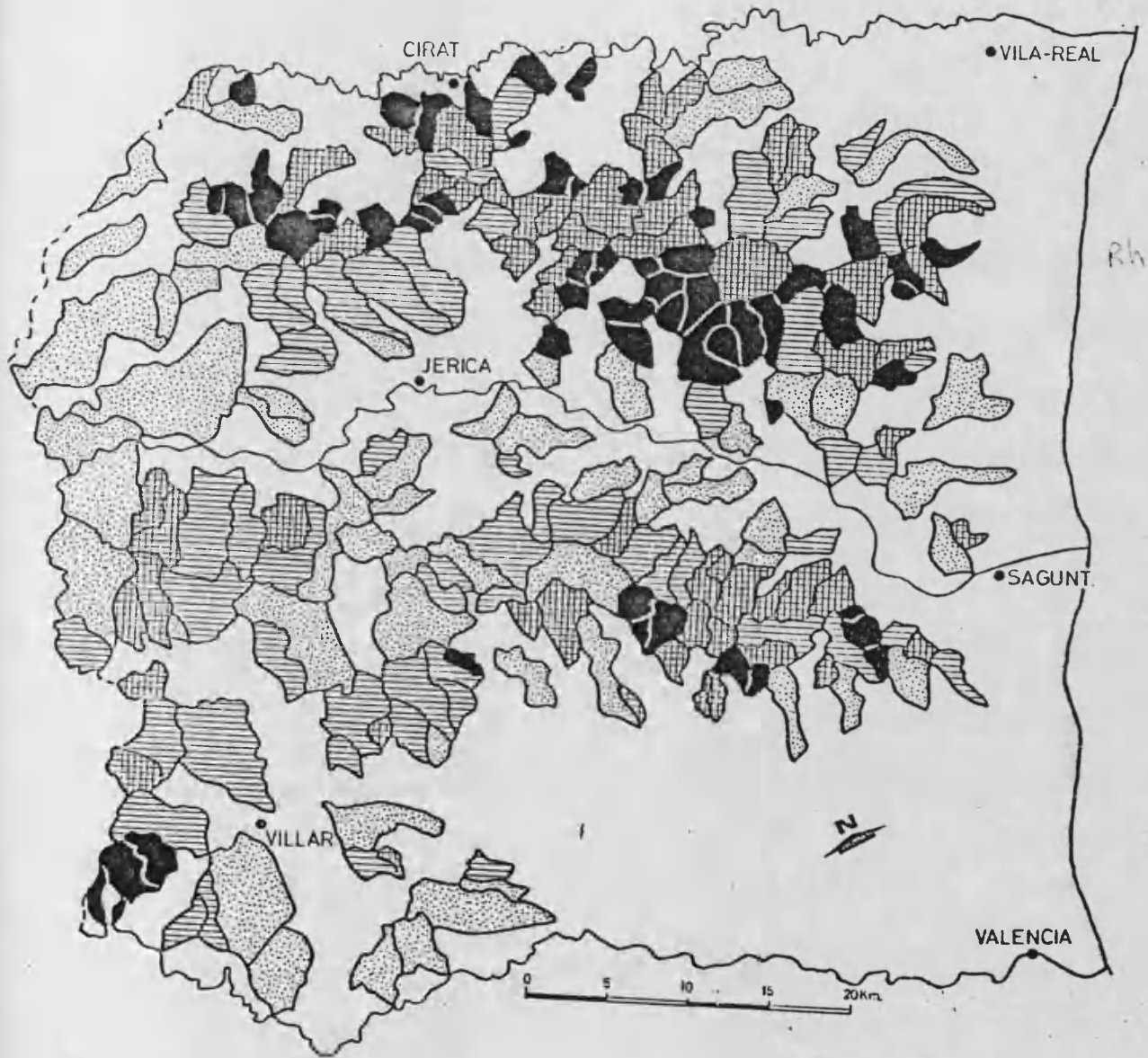
El índice Rlm en sus rasgos generales coincide con el anterior por lo que sus factores parecen ser los mismos. Cabe señalar, no obstante, que este índice puede llegar a dar resultados muy dispares, especialmente en aquellas cuencas en las que la secuencia de longitudes medias de cada orden no cumple la "ley de longitud de cauces" de HORTON

(1945), caso, por otra parte, bastante frecuente. Cuando se produce una "anomalía" en la secuencia, como puede ser el caso de órdenes 4 muy cortos o excesivamente largos, se altera, sustancialmente, el valor del índice.

Aparte de las correspondencias entre los valores de este índice y los de la razón de bifurcación, también se observa una correspondencia con el índice de tamaño de las cuencas. Son precisamente las de menor tamaño las que sustentan razones medias de longitud mas bajas. Como factores comunes entre los índices R_b y S tenemos aquellos que influyen en el grado de organización de la red, principalmente los estructurales. El índice RLM, por lo tanto, aporta poco más a lo señalado hasta el momento.

E) Razón de relieve e índice de aspereza o rugosidad.

La razón de relieve (R_r o R_h) es un índice que establece la relación entre la diferencia de altitud o desnivel máximo de una cuenca y su eje mayor. Normalmente, la unidad de medida de uno y otro parámetro es diferente: el desnivel se mide en metros, mientras que el eje mayor de la cuenca es tomado en kilómetros (SCHUMM, 1956). Según STRALLER (1968) es un índice muy útil, tanto por su faceta morfológica (índice de escabrosidad del relieve) como morfogené-



tica (indicador de la intensidad de la erosión). El valor de este índice varía de acuerdo con el tamaño de la cuenca en sentido inverso. CANDO GARCIA (1975, p.79) señala un coeficiente de correlación entre ambos índices de -0'55. Esta relación es lógica y plantea un problema de dificultad de comparación de valores entre cuencas con un orden de cauce diferente: las cuencas de cauces de orden bajo, al ser menores en extensión que las de cauces de orden superior, tenderán a tener valores de Rr superiores.

La incidencia de los factores hasta ahora enumerados en los valores de este índice es compleja. La litología y el modelado, según CANDO GARCIA (1975) influyen claramente en sus valores: máximos en roquedo cretácico y en abarrancamientos sobre las margas y yesos del Keuper, medios en zonas calcáreas subhorizontales y en badlands sobre arcillas miocenas y bajos en zonas de glaciais.

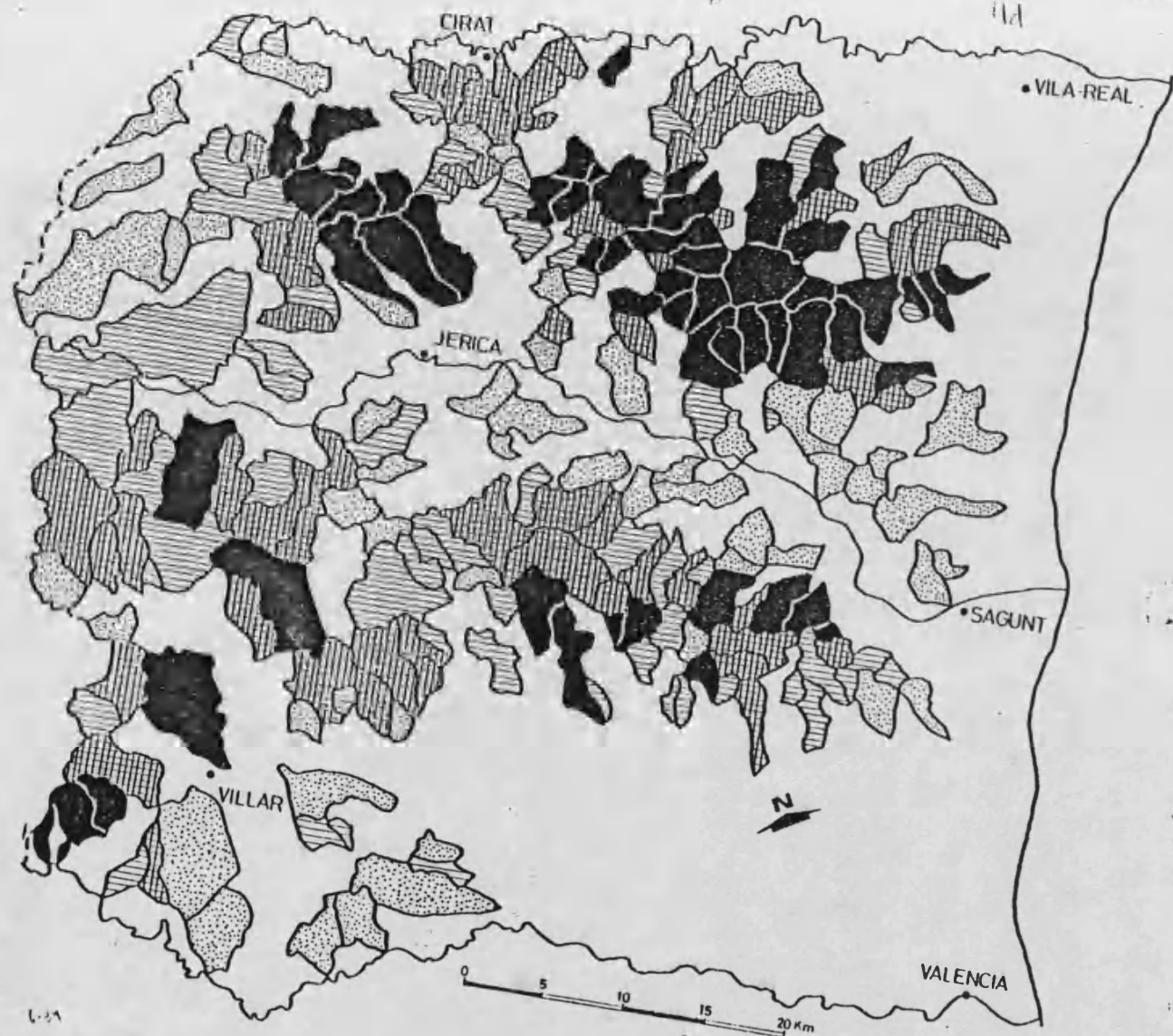
En la región se observan algunas relaciones semejantes a las de este autor entre estos factores y los valores del índice. Las cuencas labradas en Keuper dan valores altos (5115 y 5116) o claramente diferentes a los de las cuencas cercanas. Esto puede observarse claramente en la Sierra de Javalambre: las cuencas que aprovechan parcial o totalmente el conjunto de extrusiones de Andilla-Torás, (3661, 3662, 5242 y 5241) tienen valores más elevados que los de las cuen-

cas adyacentes, desarrolladas totalmente sobre materiales calcáreos (3652, 5243, 3671 y 5231). Este hecho se produce tanto en este índice como en otros (Rb y Rlm). Las zonas de glacis, tanto cuando afectan a Keuper como cuando se labran en otros materiales, dan valores bajos o moderados (1221, 5253, 5214, etc.).

Por el contrario dentro de un sector de roquedo duro y homogéneo, como es el centro de la Sierra de Espadán, coexisten cuencas bien articuladas, con índices de relieve elevado -la mayor parte de ellas- con otras en que los factores estructurales han condicionado tamaños grandes (como la 3221). Puede concluirse, en general, que los diferentes factores hasta ahora citados no muestran un influjo claro en este índice. Apesar de que el índice toma en su designación el concepto de relieve, tampoco se observa una correspondencia estricta entre éste, entendido como altitud media, como diferencia de altitud, o como pendiente media, y los valores del índice (ej. cuencas con bajo valor del índice situadas en zonas abruptas -la citada 3221, situada en el centro de la Sierra de Espadán- o con desniveles grandes -las de la cabecera del Río Palancia, 3651 y 3652-).

El índice que sí que tiene un valor morfológico de relieve es el de rugosidad (Hd) que relaciona el máximo des-

-364-



nivel de la cuenca con la densidad de drenaje (Dd). Una visión de la fig. 6.39 permite intuir cuáles son las zonas más elevadas y/o abruptas, y al mismo tiempo, las que pueden tener una morfogénesis actual más activa.

6.3 LOS GRANDES CONJUNTOS MORFOMETRICOS.

No se quiere finalizar este breve análisis de las características de la red fluvial actual sin realizar un intento de "regionalización morfométrica" o, simplemente, de enumeración de sectores en donde las características de la red son semejantes. Para ello, se ha utilizado la técnica de análisis cluster, como método de establecer gradaciones de semejanza entre las diferentes cuencas que corresponden al episodio estudiado. Como test de comparación se ha utilizado el cálculo de la distancia euclidiana; este test exige que los valores utilizados tengan una distribución normal lo cual es el caso de la mayor parte de índices. El análisis ha sido efectuado tomando en consideración cuencas de orden 6º y 5º.

En la fig. 6.40 se observan tres grupos de cuencas de orden 6º perfectamente asociadas. El primero corresponde a las cuencas del Barranc d'Olocau (4.3), Riu Belcaire (2.3), Rambla de Somat (3.7), Barranco del Hurón (3.5) y Barranc de Pedralbilla. Un rasgo común a todas ellas es que

Cuenca	S	Re	R1m	Rb	Dh	Dd	Rr	Hd
12	173,24	0,535	5,514	3,932	6,79	3,227	38,55	3,453
13	65,2	0,614	1,936	3,830	13,33	4,444	86,16	4,289
14	78,9	0,789	2,330	3,946	14,06	4,707	68,18	4,076
22	250,77	0,547	2,650	4,316	7,81	3,013	33,78	3,323
23	114,22	0,578	2,242	3,912	8,37	3,356	42,06	2,943
32	49,65	0,710	2,424	3,668	13,86	4,796	70,35	3,779
33	39,53	0,685	2,236	3,504	15,33	4,600	77,58	3,694
34	75,48	0,743	2,386	3,870	14,72	4,666	52,65	3,243
35	61,32	0,635	1,782	3,518	7,32	3,820	56,61	3,006
36	292,85	0,668	3,428	4,660	6,62	3,263	41,83	3,945
37	52,75	0,600	2,082	3,238	7,70	3,600	55,09	2,707
42	30,77	0,526	1,98	3,076	10,37	3,961	63,19	2,979
43	82,11	0,542	3,184	3,746	8,87	3,450	40,68	2,646
52	396,9	0,566	2,632	4,420	5,52	2,808	36,87	4,111

se trata de cuencas pequeñas y elongadas. Las que forman un conjunto espacial homogéneo son las 4.3, 3.7 y 4.2, las únicas cuencas de orden 6º que se organizan en la Serra Calderona, en su sector occidental. En la parte oriental de esta sierra, debido a su estrechez, no llegan a generarse cuencas de este orden.

El grupo más homogéneo lo forman las cuencas de la Sierra de Pina-Espadán (Rambla de Gaibiel, Algimia, Azuébar y Ríos Ayúdar y Montán). Son cuencas pequeñas, poco elongadas, con índices de relieve y rugosidad elevados y con fuertes densidades de drenaje. A pesar de labrarse en roquedo semejante al de la Serra Calderona, las características de las cuencas son diferentes a las de esta sierra. Por otra parte, así como las cuencas de la Sierra de Espadán pertenecen casi por completo a este dominio estructural, las de la Serra Calderona son cuencas mixtas, con parte en la sierra y parte en los piedemontes y valles adyacentes. Esta característica es resaltada por SAIZ BUENDIA (1972) para el conjunto de la cuenca del Barranc del Carraixet.

Finalmente, un tercer grupo lo forman cuencas extensas como la Rambla Castellarda (5.2), la cabecera del Río Palancia (3.6), la Rambla de Maimona (1.2) y el Riu Sonella (2.2). Se trata de cuencas poco homogéneas cuyo único punto en común es el de tener una red poco jerarquizada que da

lugar a tamaños grandes de la cuenca, índices de relieve bajos, elongaciones elevadas, etc. Las dos primeras drenan las estribaciones de Javalambre; ya hemos resaltado el carácter calcáreo de esta sierra y lo poco propicio que es este roquedo para formar redes articuladas y densas. A ello se une el que las partes bajas de estas cuencas discurren sobre sectores con una evolución morfogenética cuaternaria con alteraciones en la jerarquización de la red (como se ha señalado en el capítulo 5): la cubeta de Viver y la cubeta de Casinos.

La Rambla de Maimona, por su parte, debe en gran medida su jerarquización al hecho de ocupar un área con una vergencia definida tardíamente y con problemas de competencia frente a la cabecera del Palancia (vid. apartado 5.1.2). Por último, el factor que influye en la desmesurada extensión de la cuenca del Riu Sonella, es la fuerte impronta estructural de este sector de Espadán, al ser el sector de la sierra en donde aflora en mayor extensión el roquedo del Buntsandstein (fig. 2.2). Además, parte de la cuenca de este río se desarrolla en el abanico aluvial de la Plana, lo que le confiere un carácter mixto y propicia sus grandes dimensiones.

*

Cuenca	S	Re	R1m	Rb	Dh	Dd	Rr	Hd
112	15,08	0,771	2,060	3,580	11,87	4,053	102,72	2,367
122	34,04	0,547	1,850	3,625	5,43	2,979	49,83	1,787
123	15,66	0,555	2,102	2,370	7,72	3,456	59,03	1,642
124	5,88	0,678	1,470	2,620	10,54	4,051	121,49	1,985
132	26,24	0,730	2,097	4,205	15,28	4,779	109,21	4,134
133	15,08	0,686	2,587	3,895	14,72	4,635	87,67	2,596
142	36,58	0,670	3,57	4,550	14,78	4,762	72,23	3,505
143	9,53	0,596	3,355	3,385	16,05	4,935	123,35	3,558
144	19,86	0,711	2,300	4,210	15,20	5,110	100,01	3,613
202	35,40	0,562	2,725	3,367	4,63	1,344	57,08	0,917
222	62,83	0,444	2,772	3,692	3,07	1,925	33,92	1,315
223	18,51	0,679	2,105	3,870	15,28	5,012	94,78	3,398
224	22,07	0,600	2,445	4,087	15,58	4,835	97,75	4,173
225	55,77	0,621	2,940	4,985	13,93	4,732	65,71	4,216
232	35,68	0,708	2,437	4,512	13,42	4,664	88,84	3,717
233	49,46	0,597	2,775	4,330	9,15	4,037	38,30	2,055
302	13,49	0,493	3,115	3,077	7,78	3,331	42,60	1,192
312	26,71	0,608	2,565	4,270	14,75	4,729	88,58	4,015
313	98,16	0,596	4,545	5,035	7,82	3,644	38,91	2,660
314	34,08	0,621	2,382	4,132	10,26	4,293	58,28	2,653
315	39,45	0,665	2,43	4,120	8,99	3,913	71,26	2,974
316	11,74	0,723	2,140	3,235	11,32	4,623	107,30	2,654
317	10,13	0,655	2,325	3,112	11,45	4,272	67,70	1,585
322	18,21	0,697	2,102	4,015	13,78	4,807	98,07	3,259
323	9,58	0,779	1,577	4,257	14,71	5,096	152,3	3,481
332	13,25	0,768	2,22	3,865	21,66	5,498	120,18	3,535
333	5,66	0,742	1,737	3,025	17,66	4,951	177,72	3,183
342	33,69	0,670	3,015	4,477	14,95	4,713	67,61	3,115

343	13,16	0,660	1,967	2,155	21,65	5,292	65,12	2,138
344	4,66	0,639	1,85	2,855	16,73	4,770	125,95	2,290
352	30,21	0,636	2,59	4,012	7,51	4,272	73,29	3,054
353	25,52	0,509	2,23	3,687	7,24	3,432	67,15	2,581
362	23,56	0,457	2,605	3,845	9,63	3,982	59,32	2,831
363	21,64	0,668	1,962	3,215	5,77	3,558	69,99	1,957
364	15,66	0,375	3,257	3,390	9,25	4,008	42,16	2,012
365	44,13	0,683	2,49	4,135	6,57	2,999	97,98	2,141
366	18,24	0,681	1,907	3,435	7,62	3,282	96,55	2,242
367	30,46	0,734	2,102	3,720	6,65	3,276	93,79	2,627
368	22,5	0,680	1,632	3,227	5,37	3,149	86,73	2,151
369	15,01	0,681	1,692	3,082	7,52	3,452	65,44	1,450
372	28,39	0,692	2,400	3,642	8,03	3,616	67,18	2,112
373	10,97	0,569	1,967	2,982	8,65	3,978	93,23	2,435
402	44,26	0,450	3,167	3,567	4,60	2,170	42,94	1,554
412	45,8	0,519	1,995	3,975	7,00	3,271	49,48	2,381
413	30,77	0,490	2,732	3,642	6,30	3,333	52,44	2,440
422	8,71	0,680	1,682	3,295	12,95	4,615	98,31	1,800
423	19,8	0,611	2,752	3,697	11,11	4,072	84,17	2,818
432	7,72	0,694	1,845	4,61	15,41	5,056	125,55	2,867
433	26,01	0,658	2,545	4,377	12,26	4,447	64,83	2,521
434	14,56	0,457	3,125	3,402	10,92	4,226	63,00	2,510
502	23,11	0,542	2,627	3,940	10,51	4,056	63,73	2,588
503	19,65	0,562	1,900	3,762	10,43	3,527	64,92	2,039
504	24,29	0,575	2,145	3,805	8,07	3,328	59,57	1,920
512	127,87	0,500	5,297	4,897	5,16	2,558	34,46	2,251
513	34,94	0,798	1,775	3,535	5,09	2,772	62,79	1,455
514	20,26	0,679	2,200	3,952	12,53	5,585	103,27	4,317
522	38,64	0,691	2,310	3,940	6,46	3,416	75,12	2,606
523	23,17	0,816	1,965	3,342	7,12	3,306	75,52	1,663
524	60,07	0,777	2,007	4,182	6,49	3,278	67,90	2,504
525	140,0	0,659	3,62	5,022	5,70	2,997	50,05	3,039

Las relaciones de semejanza que se establecen entre las cuencas de 5º orden también denotan la existencia de áreas con características morfológicas comunes, y por tanto con factores y evolución similares. A diferencia del dendrograma anterior, en éste existen grupos de cuencas homogéneas y a la vez cuencas aisladas con un grado de semejanza bajo, respecto a otras cuencas o grupos de ellas. Por ello, en el dendrograma se han considerado principalmente los grupos con relaciones más estrechas que el nivel marcado por el corte a-a'.

De esta forma surgen seis grupos de cuencas, señalados en la fig. 6.41 , con un grado de semejanza aceptable:

- Grupos a y b: formados por cuencas ubicadas preferentemente en los flancos de la Sierra de Espadán (a) -excepto la cuenca 316- y en el centro de la sierra (b).

- Grupo c: formado por cuencas pequeñas, con localización dispersa.

- Grupo d: constituido por cuencas elongadas, también con localización dispersa, pero centradas en tres sectores homogéneos (al pie del Ragudo, en el piedemonte de Bétera y en el piedemonte de la cubeta de Casinos). Se trata de cuencas mixtas, con una cabecera labrada en el antepaís montañoso y una parte baja llana.

- Grupo e: constituido por cuencas con un esquema

similar al de las anteriores, pero con más proporción de parte montañosa. Se localizan en el sector oriental de la Serra Calderona.

- Grupo f: es el grupo más homogéneo y numeroso; las cuencas cubren en casi su totalidad el sector calcáreo de las estribaciones orientales de Javalambre, aunque también se ubica en la cubeta de Viver e incluso en la parte triásica de la Sierra Javalambre-Calderona.

Con un nivel de semejanza menor pueden considerarse cuatro grupos más:

- Grupos g y h: formados por cuencas con localización dispersa y sin unas características comunes claras.

- Grupo i: constituido por algunas cuencas muy elongadas del piedemonte costero.

- Grupo j: abarca las tres cuencas de mayores dimensiones: Rambla de Aceña (525), Rambla Primera de Lliria (512) y Rambla de la Torrecilla (313).

Es manifiesta, pues, la coincidencia a niveles de análisis diferente (orden 5º y 6º) de algunos sectores, y puede constatar, a nivel de cuencas de orden 5º, la existencia de bastantes grupos de cuencas semejantes con plasmación areal clara. Ello convalida el método de comparación empleado y su base de análisis morfométrico; permite señalar, además, que el mayor peso en la organización y caracteriza-

ción de la red corresponde a los factores litológicos y estructurales, ya apuntados en el estudio de los índices morfométricos; asimismo revela cuáles han sido las áreas con una evolución morfogenética menos propicia a la jerarquización durante el Pliocuaternario.

Las áreas más características y homogéneas son la Sierra de Espadán, el sector occidental de la Serra Calderona, las estribaciones de Javalambre, el sector de transición entre la Sierra Javalambre-Calderona y los piedemontes de Bétera y Casinos y, en menor medida, el piedemonte costero. Por contra, los sectores menos propicios a la organización y caracterización de la red fluvial son la cabecera del Pallancia, especialmente la cubeta de Viver y los llanos de Barracas y El Toro, la mitad meridional de la Rambla Castellarda, la plataforma de Burjassot-Llíria, que no genera cuencas siquiera de orden 4º, el extremo oriental de la cubeta de Sarrión y, bajo otros aspectos, la parte oriental silícea de Espadán.

CONCLUSIONES

La morfometría de cauces y cuencas se revela como un método útil, aunque costoso, de análisis de las características de la red fluvial actual; sirve también para apoyar algunas de las hipótesis emitidas en otros capítulos y para apuntar nuevas ideas, algunas de las cuales pueden llegar a constituir futuras líneas de investigación; la principal ventaja del presente análisis morfométrico quizá haya sido el hecho de haber aplicado una metodología uniforme a una superficie amplia y haber considerado ésta en su totalidad, ya que permite apreciar los grandes contrastes existentes entre los diferentes sectores.

- Los factores que influyen en mayor medida en la configuración de la red son los estructurales y litológicos y en un segundo plano, los morfogenéticos. Esto se insinúa en la mayor parte de los índices morfométricos, pero se confirma con la sectorización morfológica posibilitada por el análisis cluster: los principales sectores de cuencas con características morfométricas similares coinciden con áreas litológica o estructuralmente bien definidas.

- Los principales sectores que pueden delimitarse con criterios morfométricos son: a) Sierra de Espadán. b) Piedemontes de Bétera y Casinos. c) Sector septentrional de

la cubeta de Viver. d) Sector oriental de la Serra Calderona . e) Sector calcáreo de las estribaciones de Javalambre-Calderona. f) Sector septentrional del piedemonte costero. Si se hubiese realizado el análisis morfométrico con órdenes de cauce inferior al 4º, otra área que hubiese resaltado como homogénea, sería la plataforma de Burjassot-Llíria.

- A partir de los valores de parámetros e índices morfométricos y de la misma sectorización morfológica se puede emitir un juicio adecuado sobre el estado de evolución de la red: se trata de una red joven, influida notablemente por factores estructurales, pero que ha alcanzado ya un cierto grado de madurez, especialmente en los sectores de roquedo blando o mixto. Esto corrobora las hipótesis trazadas tras la consideración de la red con criterios morfogenéticos.

CAPÍTULO 7

ASPECTOS MORFOLOGICOS Y MORFOGENETICOS DE LAS VERTIENTES

Las laderas, o vertientes de valle (1), constituyen la mayor parte de las tierras emergidas. Esta afirmación, presente en muchos trabajos de geomorfología de laderas, es un hecho cierto en nuestra zona de estudio. Atendiendo a la figura del anexo I, este ambiente morfológico supone aquí, aproximadamente, un 65% de la superficie; ello permite afirmar que, junto con los glaciares y las acumulaciones aluviales, las laderas constituyen la base del paisaje físico de la región, estando todos los elementos articulados por la red fluvial.

Con este capítulo pretendemos abordar algunos

(1) En el transcurso de este capítulo se utilizan los términos "ladera" y "vertiente" como sinónimos. La palabra "vertiente" es, pues, una simplificación de vertiente de valle.

aspectos del estudio de las laderas que contribuyen a un conocimiento geomorfológico global. Este estudio nos va a permitir, por una parte, puntualizar algunos aspectos de la historia morfogenética y, por otra, caracterizar unos paisajes desde la óptica de la forma de las laderas predominantes en cada área. Para ello, nos fijaremos, en primer lugar, en las relaciones entre laderas y el resto del sistema morfogenético. Después analizaremos su morfología actual, intentando definir los tipos más usuales y significativos y su relación con factores genéticos.

7.1 LAS LADERAS EN EL CONTEXTO MORFOGENETICO CUATERNARIO.

Para RICE (1983, p.140) es fundamental el estudio de los mecanismos responsables de la forma de las laderas si se quiere llegar a comprender el modelado en su conjunto, ya que aquellas son el primer eslabón del sistema morfogenético.

En nuestra región la relación entre laderas y resto del sistema puede interpretarse desde diferentes ángulos, según adoptemos unos criterios morfogenéticos, sedimentarios o morfodinámicos. En todos los casos, sin embargo, interviene en alguna medida la red fluvial:

- a) las condiciones morfogenéticas de las laderas, en

las cuales la componente de denudación ha sido normalmente muy importante, ha conllevado la génesis de potentes formas de acumulación fluvial; b) el suministro de sedimentos de las laderas a ríos y barrancos ha condicionado una respuesta de incisión o agradación por parte de éstos; c) la evolución de la forma de cada ladera ha estado fuertemente vinculada a las sucesivas fases de estabilidad o inestabilidad de las arterias fluviales. Estos tres temas van a constituir el objetivo de análisis de este primer apartado en un intento de ubicar las laderas dentro de la morfogénesis pliocuaternaria descrita en el capítulo 3 y como etapa previa a un tratamiento más específico.

a) La figura del anexo I muestra la distribución del ambiente morfogenético "vertientes" en la región. Su localización coincide con las dos morfoestructuras elevadas (horst de Espadán y Javalambre-Calderona) y con el valle del Mijares. En menores proporciones, también se han desarrollado las laderas en parte del valle del Río Palancia y del Río Turia, especialmente en este último. No existen, en el piedemonte costero y piedemonte de Bétera, salvo raras excepciones -los puigs - .

Esta distribución de las vertientes guarda una estrecha y evidente relación con la fracturación plioce-

na, en el sentido de que ésta fue capaz de crear unos desniveles que propiciaron su desarrollo durante el Pliocuaternario en los sectores elevados. La formación de laderas en las morfoestructuras deprimidas del interior es debida esencialmente al fuerte hundimiento de la porción costera (cercano en ocasiones a los 1000 m): el caso del valle del Río Mijares aguas arriba del pantano de Sitjar es paradigmático y ya ha sido suficientemente señalado; el área de desarrollo de vertientes en las inmediaciones del Río Turia, entre Chulilla y Pedralba, también obedece a este mecanismo, ya que la mayor parte de éstas se hallan topográficamente más bajas que los niveles de glacis y abanicos aluviales de el Villar del Arzobispo y Casinos (fig. 1.3).

El hundimiento desordenado que se produce en el centro de las morfoestructuras deprimidas, especialmente en los valles de los ríos Palancia y Turia es el responsable de la individualización de pequeños macizos o incluso de montes aislados (Cerro Gordo del Villar del Arzobispo). Estos sectores aislados de desarrollo de vertientes, rodeados de glacis y abanicos aluviales, participarán durante el Pliocuaternario de condiciones de evolución diferentes a las de los horst, ya que la base de las laderas se hallarán frecuentemente en condiciones de remoción impedida, lo que ha propiciado la elaboración



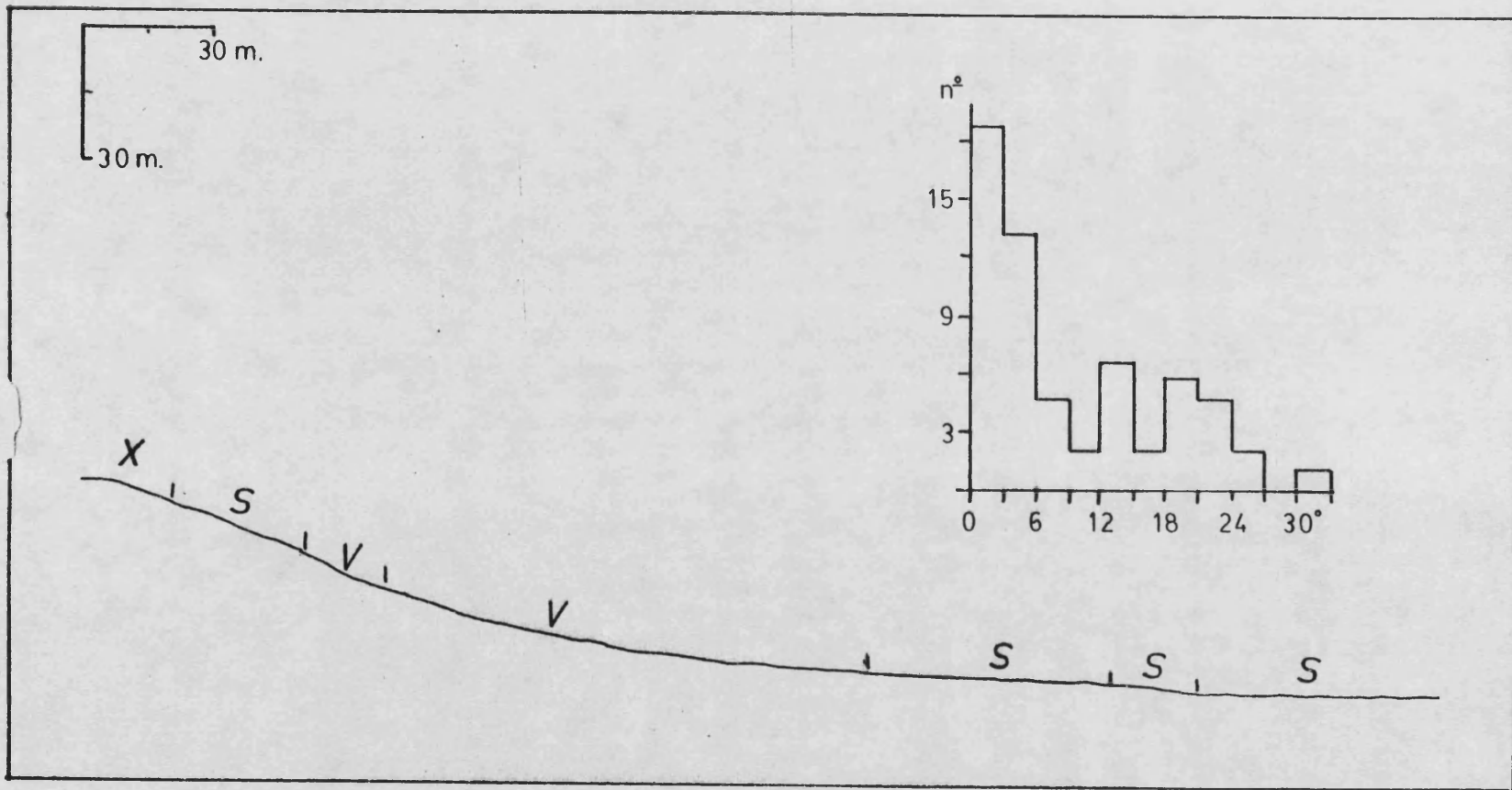
Figura 7.1 . Localizacion de las áreas donde se han realizado los perfiles de ladera. En la nomenclatura adoptada cuando existe mas de un perfil en cada lugar tra las iniciales se situa un número. Por ejemplo, en el sector VV (Villanueva de Viver) existen los perfiles VV1 y VV2.

de perfiles cóncavos. (vid. fig. 7.2).

Finalmente cabe considerar como factor morfogenético las características litológicas de las áreas donde se desarrollan estas formas; en este sentido hemos de señalar la total correspondencia entre litologías duras y ambientes morfogenéticos de laderas. Si bien es cierto que el roquedo duro o mixto es dominante en nuestra región (vid. fig. 2.2, 2.5 y 2.7-8), también lo es el que, en los sectores de materiales blandos, se desarrollen profusamente los glaciais, característica, por otra parte, común al resto del área valenciana y al conjunto del mundo mediterráneo.

Interpretamos que durante el Pliocuaternario se han dado unas condiciones estructurales y climáticas, en nuestra región, propicias para una glaciación intensa, pero no para una peneplanación, bien debido al corto tiempo transcurrido desde la última gran fase de deformación (entre 4 y 5 millones de años) o por los fuertes desequilibrios creados por ésta. En la actualidad, pues, los sectores de litologías duras y mixtas son los únicos que conservan la morfología de laderas bien desarrollada, dadas las menores tasas de denudación de estos materiales. Las escasas laderas formadas sobre materiales blandos son debidas, bien a una disposición estratigrá-

-384-



fica particular (vertientes con cap-rock (1) de la sierra Calderona) o a la degradación de formaciones de glaciis villafranquienses (valle medio de la Rambla de Maimona, por ejemplo).

b) Otro aspecto importante es la relación existente entre el suministro de sedimentos a la red fluvial por parte de las vertientes y la respuesta de aquella; el tema está ligado a las secuencias paleoclimáticas cuaternarias y a sus implicaciones rexistáticas o bioestáticas. De entrada hemos de señalar que este problema podrá ser planteado tan sólo, debido a que este trabajo no utiliza técnicas sedimentológicas de detalle (análisis texturales y mineralógicos de los sedimentos, determinación de características químicas, etc.) cuando una aproximación de esta índole es obligatoria para interpretaciones paleoclimáticas o simplemente paleoambientales. Trataremos únicamente las rasgos observados en el área y alrededores, especialmente en lo que se refiere a los dos últimos ciclos climáticos cuaternarios.

En el apartado 3.3 sugeríamos la correspondencia

(1) YOUNG (1972, p.119) define un cap-rock como estrato relativamente resistente situado en o cerca de la parte superior de un escarpe. El término puede conducir a confusión si se asocia con la existencia de costras en el techo de un relieve. No obstante, es bastante general el uso de este término refiriéndose al cantil de un escarpe, habitualmente un frente de cuesta asociado a estratos de roca resistente que cubren materiales más blandos y, en este sentido, ha sido ampliamente utilizado por SCHUMM y CHORLEY (1966).

de los debris-flow de Bugarra con el esquema que propone PANZER (1948) en la interpretación de la secuencia sedimentaria observable entre Mora d'Ebre y Benifallet; en ella los debris-flow tenían su origen en los aportes suministrados por las laderas en el tránsito de una etapa glacial a otra interglacial. En la Rambla d'Atzeneta (GINES y MATEU, 1977 y SIMON, PEREZ y CALVO, 1983) y en la Rambla d'Artana (BUTZER, comunicación personal), se ha señalado el paso de canchales de origen periglacial a terrazas fluviales; en la primera es manifiesta la obstrucción del cauce por parte de los derrubios de ladera. Esta morfología se repite en algunos fondos de cauce de orden 1º en las estribaciones de Javalambre (entre Higuieruelas y Andilla). Por otra parte, ya hemos señalado la no correspondencia de la agradación de los niveles continentales costeros con un mar transgresivo.

Todo ello nos lleva a considerar los dos últimos estadios glaciales como momentos de fuerte suministro de materiales de las vertientes a los cauces, de formación de terrazas y de progradación de los abanicos aluviales costeros. En los estadios cataglaciales se produce el tránsito de un ambiente de biostasia a otro de rexistasia en el sentido de ROHDENBURG y SABELBERG (1973) que se traduce en un aumento de los aportes laterales a los cauces. Los estadios interglaciales, como el actual, sufren la incisión de la

red fluvial y el inicio de la glaciación, bajo un clima, si no más húmedo, sí al menos con lluvias más torrenciales. En este sentido hay que señalar que no asimilamos los estadios glaciales a los pluviales, tal como estos han sido definidos para el N de Africa (vid RAYNAL, 1955). Los datos que suministran los niveles de plaquetas de las cuevas del litoral valenciano (1), similares en su aspecto a las cuevas del N de la península Ibérica y del centro de Europa, hacen pensar en una escasez de lluvias y en una actividad morfogénica caracterizada por altas tasas de gelivación. En el exterior, estas condiciones pueden conducir a la formación de canchales.

c) Finalmente, desde un punto de vista morfodinámico, es decir, desde la óptica de la evolución de las formas, hay que relacionar las laderas con la red fluvial, pues los diferentes avatares de ésta se transmiten indefectiblemente a aquellas en forma de cambios en los procesos y, sobre todo, en alteraciones bruscas de la secuencia evolutiva del perfil. El pie de la ladera es el elemento clave en la conexión de ésta con el resto del sistema morfogénico. Las laderas que pasan a glacis, glacis-vertiente o pequeñas terrazas fluviales suelen tener un pie de perfil cóncavo con acumulación de derrubios en la base, oca-

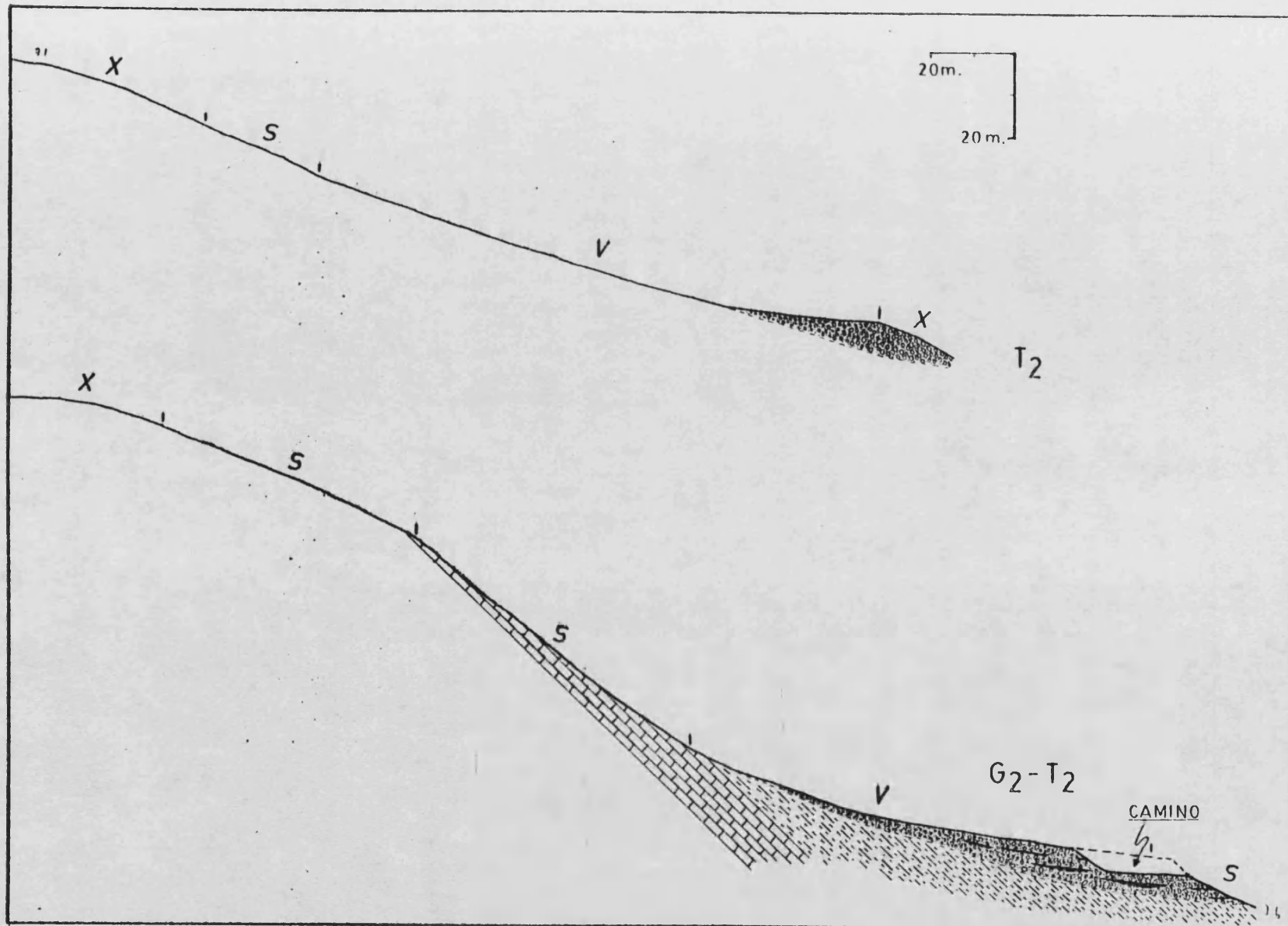
(1) Comunicación personal de P. Fumanal, en la actualidad en curso de realización de su tesis doctoral sobre aspectos sedimentológicos de las cuevas prehistóricas del País Valenciano.

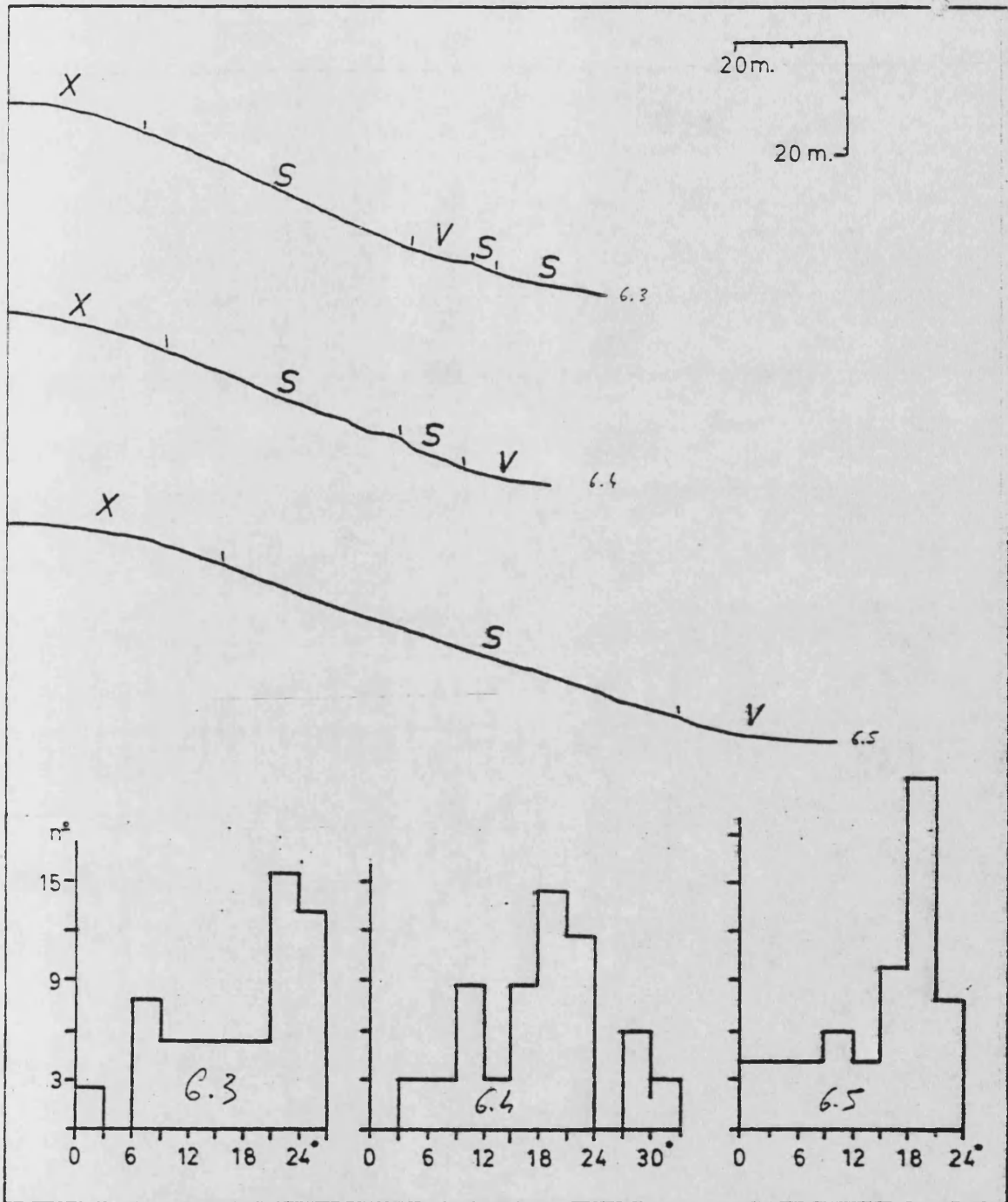
sionalmente brechificados. En todo caso, dado el predominio de G_2-T_2 (vid. capítulo 4) entre los glaciares y pequeñas terrazas de barranco, se está ante unas condiciones relativamente estables desde la elaboración de este nivel; por ello, en otros apartados hemos mencionado que gran parte de las laderas están reguladas sobre este nivel (fig. 7.3 a y b).

En las áreas de horst y especialmente en los sectores de afloramientos de materiales triásicos, las vertientes suelen estar conectadas directamente con los cauces: las incisiones repetidas de éstos son las que han propiciado la mayor parte de los cambios e incluso la formación de nuevas laderas.

Algunos sectores de pedimentación villafranquien- se también son en la actualidad de este dominio morfogenético. Esto queda patente, sobre todo, en la forma de la parte superior de las laderas (fig. 7.4) que tiende a adoptar una forma convexa amplia. Más importantes, por su número, son las vertientes rectas labradas en areniscas y argilitas del Buntsandstein, que en su mayor parte han sido reguladas tras la incisión previa a la glaciación würmiense, como denota la modernidad de los canchales asociados a ellas y su ocasional paso a terrazas del nivel G_1-T_1 .

-389-





Con todo, el fenómeno más generalizado de los que inciden en cambios en la forma de las vertientes es el de la incisión postwürmiense de la red, que es la causa de la convexidad basal (o abrupto escalón al pie) que presentan, como veremos más abajo, gran parte de las laderas de la región. Esta convexidad basal generalizada ya ha sido señalada en algunos de los escasos trabajos monográficos sobre laderas que se han realizado en el País Valenciano (BERNABE y CALVO, 1979; CALVO y FUMANAL, 1983,b). Por otra parte, es la causa última de cambios en los procesos operantes en las vertientes, concretamente de la aparición de desprendimientos y de acaravamientos en la ladera. LA ROCA (1979) señala este factor entre los que motivan los frecuentes hundimientos rotacionales y coladas de fango en las vertientes margosas de los alrededores de Benillup (Valls d'Alcoi). En nuestra región, parte de los escasos fenómenos de esta índole inician su desencadenamiento de esta manera y quizá sea el caso del debris-avalanche del barranco de la Bello-ta en Chóvar, del erth-flow de Puebla de Arenoso o del slump de la Font de la Solana en Artana.

7.2 FORMAS Y FACTORES GENETICOS : UN INTENTO DE CLASIFICACION MORFOLOGICA Y GENETICA.

El estudio de las formas y de sus factores responsables es la base de cualquier aproximación geomorfológica.

En el campo de las laderas, este estudio, puede realizarse mediante observaciones detalladas de sus rasgos morfológicos más relevantes, mediante análisis empíricos o mediante cuantificación de las formas. La primera metodología abarca un abanico amplio de observaciones como son, entre otras, las de la forma general de la vertiente, los rasgos sobre procesos operantes en la actualidad (síntomas de escorrentía superficial, indicadores de reptación, deslizamientos, etc.) o bien los elementos genéticos más importantes (actividad de la remoción basal, litología, cambios de nivel de base, etc.). Entre los métodos empíricos están los destinados a la obtención de tasas de actuación de los procesos, principalmente con mediciones en el campo y, finalmente, entre los métodos cuantitativos no empíricos está la obtención de perfiles topográficos, bien a partir de una cartografía detallada o bien con levantamientos in situ; la ladera es un elemento del paisaje que necesita medición -en este caso de ángulos- de cara a un análisis morfológico pormenorizado (STRAHLER, 1950, p.673).

Para el estudio de las formas y factores genéticos hemos utilizado, de entre este conjunto de medios de análisis, los del primer y tercer apartados. Métodos empíricos como la construcción de trampas de sedimentos para controlar la erosión acelerada actual, también han sido empleados,

pero no se consideran sus resultados debido a los cortos periodos de observación. Del resto de métodos y desde una óptica metodológica, es preciso referirnos al levantamiento de perfiles, técnica que, si bien ha sido profusamente recomendada y usada, no siempre ha sido aplicada con criterios uniformes. Sin embargo, hemos de señalar, previamente, que el levantamiento de perfiles ocupa sólo un lugar secundario dentro de nuestro estudio, ya que estos son interpretados sólo como ejemplos de los tipos de formas que hemos considerado representativos..

7.2.1 Apuntes metodológicos.

Los mapas topográficos han sido utilizados por algunos autores (TRICART y MUSLIN, 1951; CHRISTOFOLETTI y TAVARES, 1977) como instrumentos de cuantificación, pero su uso no permite más allá de apreciaciones de conjunto y de la obtención de algunos parámetros morfométricos poco precisos: suponiendo un mapa topográfico bien elaborado, en una ladera de 30° , un desnivel de 10 m correspondería a 20 m de distancia real sobre la superficie de la ladera. Sin embargo, el procedimiento de obtención de datos que se ha impuesto en los estudios de laderas ha sido el levantamiento de perfiles longitudinales obtenidos en el campo con mediciones de ángulo consecutivas entre distancias conocidas a lo largo de una línea de máxima pendiente entre la cres-

ta y una amplia superficie de bajo gradiente cuando al pie se desarrolla un glacis.

En nuestro caso hemos seguido esta última metodología, cuyos criterios generales pueden encontrarse en LEOPOLD y DUNNE (1971), en YOUNG et al (1974) y en otros manuales específicos. El instrumental utilizado ha sido un inclinómetro de péndulo (Meridian), una cinta métrica y dos jalones metálicos. La distancia entre las estaciones -otro de los elementos que pueden variar dentro de la metodología de levantamiento de perfiles- ha sido desigual: normalmente se han tomado intervalos regulares de 5 o de 10 m; una quinta parte del total de los perfiles, sin embargo, se han ejecutado siguiendo distancias variables, (entre 5 y 25 m) (1).

En total hemos analizado 39 perfiles cuya ubicación ha sido decidida en función de los objetivos previstos: obtener las formas más representativas de los principales tipos morfogénéticos, identificados en el campo. La primera información que ofrecen estos perfiles de ladera procede del estudio del gráfico resultante, un dibujo de la forma

(1) Los perfiles que en el campo han sido medidos con tramos de longitud desigual han sido convertidos en perfiles de tramos homogéneos de 5 ó 10 m, con el fin de utilizar, sin modificaciones, los programas de ordenador para análisis morfológico de laderas desarrollados en el Departamento de Geografía General de la Universidad de Valencia por A. Calvo Cases.

que escapa a todos los sesgos que la observación de la realidad conlleva por meticulosa que sea.

El perfil, además de un gráfico detallado, es un instrumento cuyo análisis morfométrico es uno de los objetivos primordiales de la geomorfología de laderas. Los autores que han abordado el tema han desarrollado numerosos métodos para este análisis, aunque como afirma DUNKERLEY (1980) aún no se ha llegado a la adopción de un método único y válido para todas las situaciones. Se ha utilizado un sistema de análisis sencillo compuesto por tres conjuntos de métodos.

1) En primer lugar los perfiles han sido divididos de acuerdo con el sistema desarrollado por SAVIGEAR (1952) y YOUNG (1964), en segmentos (S) o tramos rectilíneos y elementos o tramos cóncavos (V) o convexos (X). Esta valoración puede realizarse tanto por un método visual como con procedimiento automatizado (ideado por YOUNG, 1971) que necesita del uso de ordenador. Este último tiene la ventaja de reducir al máximo la subjetividad, lo que permite la comparación de resultados obtenidos, tanto en distintas áreas como por distintos autores. No obstante, en algunas situaciones, concretamente cuando el microrrelieve es muy acentuado, el procedimiento conduce a la delimitación de un número excesivo de unidades. Por ello, algunos autores

sugieren, bien su utilización sólo para la división del perfil en unidades rectilíneas (vid, PARSON, 1977), bien la adopción de un método de subdivisión visual-gráfico (vid, BERNABE MAESTRE y CALVO CASES, 1982).

2) Para la mayor parte de los perfiles medidos se ha realizado un sencillo análisis de las frecuencias con que los ángulos aparecen en cada ladera. La comparación de las distribuciones de frecuencias de ángulos entre distintos perfiles es de gran interés cuando se analiza el comportamiento de litologías distintas (CLARK y SMALL, 1982, pp.54-56).

Los resultados de este tratamiento estadístico se han plasmado en forma de histogramas de frecuencia de ángulos y se exponen junto al perfil correspondiente en diversas figuras de este capítulo. El intervalo de clase utilizado ha sido de 3°, con excepción de aquellos perfiles que contienen una gama muy pequeña de ángulos, en los que el intervalo ha sido de 1°. Esta elección se ha tomado tras diversas pruebas con intervalos mayores y menores; que, para las gamas de variación de ángulo presentes en el área, es un intervalo que permite apreciar bien el grado de variación sin conducir a una dispersión excesiva de la información.

CUADRO 7.1

Parámetros Morfométricos

Perfil	Longitud.	Ang. Med.	Ang. Max.	Siñuosidad	Curvatura
MC	225,00	25,82	41,7	1,01	0,06
VV1	240,00	26,22	31,50	1,01	0,08
VV2	170,00	22,16	30,00	1,00	0,05
VP	155,00	26,45	37,50	1,01	-0,09 -
C2	135,00	13,06	22,50	1,00	0,10
C1	220,00	15,16	32,00	1,01	0,15
A1	115,00	17,46	26,00	1,01	-0,02 -
A2	105,00	18,05	32,50	1,01	0,03
A3	155,00	14,98	23,00	1,01	-0,01 -
CS1	70,00	13,43	21,00	1,01	0,29
CS2	130,00	15,12	19,00	1,00	0,13
GS1	200,00	22,75	36,50	1,01	-0,17 -
CG	320,00	9,00	31,00	1,01	-0,44 -
GS2	350,00	21,89	40,50	1,02	-0,06 -
DO	240,00	16,96	30,00	1,01	-0,08 -
MO	110,00	24,20	33,40	1,01	-0,19 -
SE	164,00	25,45	40,00	1,01	0,09
GB1	340,00	12,15	27,00	1,01	-0,29 -
GB2	350,00	16,66	22,80	1,00	0,00
QU	284,00	16,50	35,40	1,01	-0,05 -
PC	840,00	12,68	36,00	1,02	-0,46 -
LV1	298,00	28,65	44,00	1,03	-0,11 -
LV2	345,00	24,88	34,00	1,00	-0,07 -
FC1	165,00	32,63	34,20	1,00	0,00
FC2	250,00	32,89	35,00	1,00	-0,03 -
N1	250,00	31,44	34,20	1,01	0,04
N2	335,00	30,33	44,40	1,01	0,13
CH1	321,10	32,95	-	1,00	-0,03 -
CH2	80,00	26,67	32,00	1,00	0,07
CH3	125,00	27,74	35,50	1,01	0,05
CH4	285,00	21,86	35,00	1,00	-0,05 -
CH5	105,00	22,26	33,50	1,01	0,12
CH6	360,00	32,76	44,50	1,02	-0,06 -
CH7	70,00	29,14	38,50	1,02	0,24
CH8	85,00	28,35	36,50	1,01	0,13
CH9	205,00	29,05	43,00	1,01	-0,14 -
CH10	195,00	29,87	40,00	1,01	-0,08 -
CH11	320,00	33,41	41,50	1,00	-0,04 -

3) Como último método para el análisis de las propiedades de forma de las laderas, hemos adoptado algunos de los parámetros morfométricos (Cuadro 7.I) utilizados por BLONG (1975) y PARSONS (1978). Estos son:

1. la longitud de perfil o suma de la longitud de todos los tramos de medida de ángulo

2. la inclinación general o ángulo medio del perfil expresado en grados.

3. ángulo máximo de la ladera, que fue definido por STRAHLER (1950) y que equivale a la máxima inclinación inferior o igual a 45° presente en el perfil en un tramo no inferior a 5 m .

4. el índice desinuosidad o la razón entre la longitud del perfil y la longitud de la línea recta que une los dos extremos, definido por BLONG (1975) como parámetro de variación de la forma a lo largo del perfil.

5. el índice de curvatura, definido por PARSONS (1978) como expresión de la forma del perfil en términos de convexidad (signo positivo), concavidad (signo negativo) o rectitud (próximo a cero). El resultado procede de la relación entre el área bajo la curva descrita por la ladera y el área del triángulo formado por la base, altura y línea de unión entre los dos extremos del perfil.

7.2.2 Vertientes estructurales.

En una región como la que estudiamos, en donde se conjunta un dominio del roquedo duro y alternante, una red fluvial agresiva y una notable incidencia de la erosión acelerada que ha llevado a la destrucción de parte o la totalidad de los horizontes edáficos en muchas de las vertientes, es de esperar, y así puede constatarse, una cierta presencia de vertientes con rasgos estructurales. Las vertientes estructurales son, pues, un primer grupo de formas, contrapuestas al resto de las vertientes por el hecho de mostrar en el perfil tal impronta.

Los rasgos estructurales que se reflejan en mayor medida en el perfil son la alternancia de estratos duros y blandos, resaltada por la erosión diferencial y el buzamiento de las capas. El primer rasgo exige, para poder traslucirse en perfiles medidos mayoritariamente a intervalos de 5 y 10 m, que la alternancia afecte a estratos potentes, (espesores decamétricos); la alternancia de estratos con espesores métricos no suele apreciarse salvo si se realiza un levantamiento microtopográfico del perfil; las alternancias de estratos con espesores hectométricos, por el contrario, suelen permitir ya el desarrollo de valles de orden 1, con lo cual no pueden ser consideradas dentro de un único perfil.

Todo esto nos lleva a la conclusión de la escasa relevancia de este rasgo estructural dentro de nuestra región, dadas unas características litológicas que no favorecen las alternancias de estratos con espesores adecuados. Por ello no son frecuentes las vertientes escalonadas desarrolladas sobre estratos tabulares, y en frentes de cuesta, o los chevrons de dorso de cuesta. Uno de los escasos ejemplos de este último tipo de formas estructurales se elabora sobre la facies Purbeck (alternancia de margas, arenas y arcillas con areniscas y calizas) en las cercanías del Villar del Arzobispo.

Más frecuentes son las vertientes estructurales de dorso de cuesta que, incluso en extensiones hectométricas, mantienen una estrecha correspondencia de su pendiente con la del buzamiento de los estratos. Los dorsos de cuesta pueden darse indistintamente sobre roquedo calcáreo o silíceo. El hecho de que sean más abundantes en esta última litología es debido a razones de índole tectónica: las calizas están más fracturadas que las areniscas del Buntsandstein al responder la fracturación de las primeras a una tectónica de cobertera y la de las segundas a una tectónica de zócalo (fracturas menos abundantes y con mayores saltos).

El influjo estructural se trasmite en el perfil

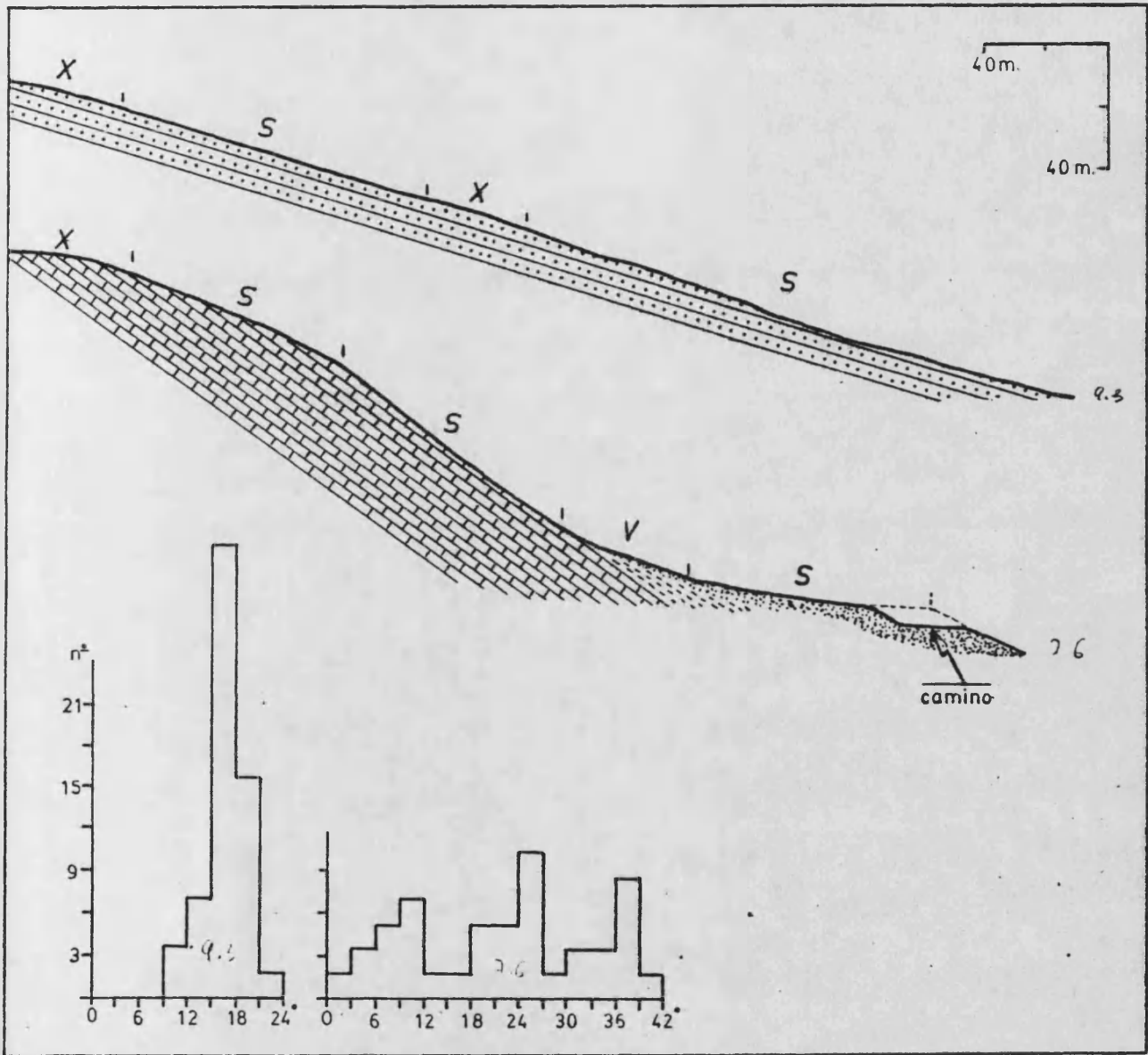
de la vertiente en forma de segmentos rectos (fig. 7.5,b) y, sí afecta a todo el perfil, en convexidades de cumbre breves o inexistentes (fig. 7.5,a). Las concavidades basales, cuando se producen, son independientes de la estructura. Asimismo, el histograma de frecuencia de ángulos tiende a presentar una fuerte concentración modal en uno o varios intervalos de pendiente con valores próximos al de los estratos (fig. 7.5).

7.2.3 Vertientes no estructurales de perfil simple.

En una clasificación adaptada a las peculiaridades del área estudiada las vertientes no estructurales deben constituir un rango equiparable al anterior, a pesar de que son las que presentan un mayor grado de variación de formas. Dentro de ellas, a su vez, cabe hacer otra división, basada en criterios morfológicos, entre vertientes de perfil simple y vertientes de perfil compuesto (multisequenciales).

Adviértase que este criterio (forma de perfil) puede aplicarse también a las vertientes de tipo estructural, ya que estas pueden tener tanto forma simple (dorso de cuesta) como compuesta (vertientes escalonadas). Debe quedar explícito, pues, que al referirse, a partir de aquí, a laderas de perfil simple o compuesto únicamente se habla del conjunto de vertientes que no muestran en su forma la es-





estructura del roquedo sobre el que se desarrollan.

Las laderas de perfil simple, usando la terminología de YOUNG (1964) serían aquellas cuyo perfil tiene una única secuencia: se desarrollan de modo relativamente uniforme, no existiendo ninguna gran ruptura de pendiente que haga pensar en más de una fase de elaboración de la forma; correspondería en cierto modo a lo que se denomina "vertiente regularizada" en tanto en cuanto su forma actual es el resultado de una sola etapa o proceso de regularización de vertientes.

A) Laderas de cantil-talud.

Dentro de las laderas de perfil simple hemos distinguido dos formas, según tengan en la cresta un cantil o una convexidad. Las laderas del primer grupo, denominadas usualmente de cantil-talud, están formadas por dos partes claramente diferenciadas, pero no por ello dejan de constituir una forma simple. Esto es debido a la estrecha relación dinámica existente entre la parte superior, que funciona como zona de alimentación y la inferior, donde se produce indistintamente el traslado o acumulación de los derrubios; asimismo corresponden ambos elementos del perfil a un único modelo genético, integrado, generalmente, por incisión rápida de la red fluvial y retorceso del can-

til por meteorización.

La mayor parte de las laderas de cantil-talud del área estudiada responden a la fuerte incisión de la red fluvial. Unicamente las del sector costero proceden de un episodio de fracturación (con gran probabilidad, la fase de deformación pliocena). Si estos episodios tectónicos son capaces de producir desniveles nítidos y de gran salto, pueden generar este tipo de laderas sin necesidad de una arteria fluvial en la base.

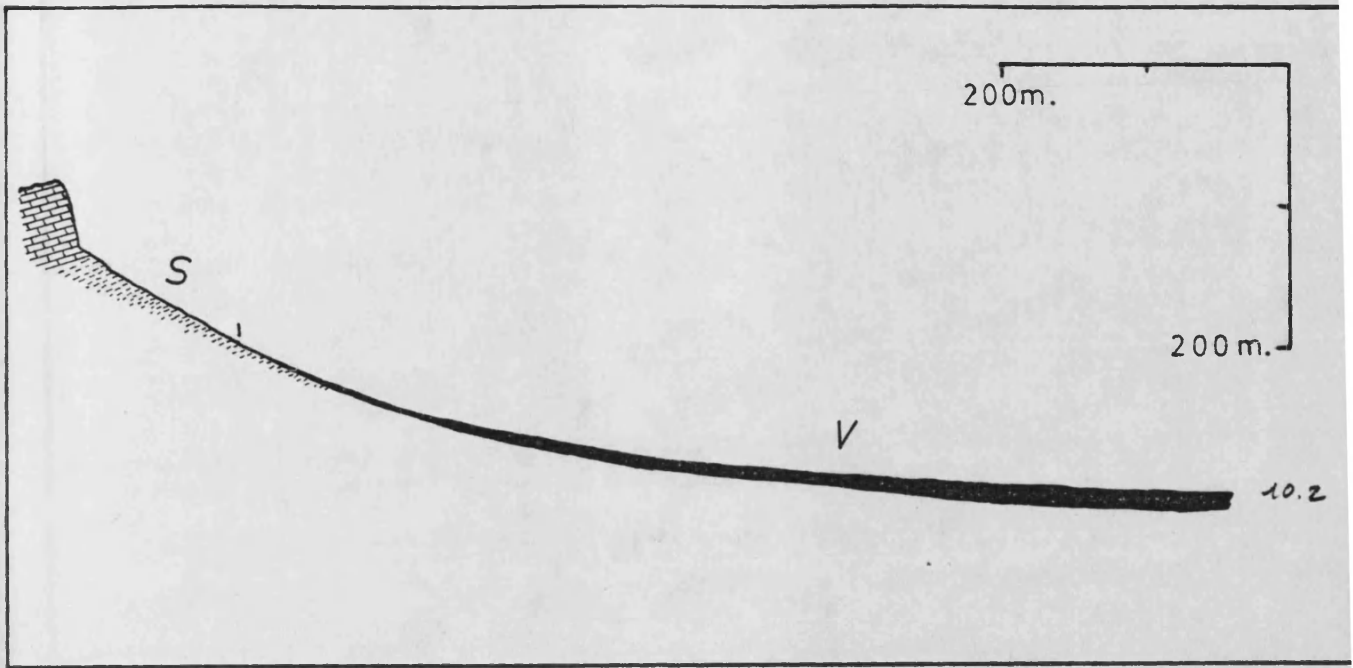
Desde un punto de vista litológico existen dos tipos básicos de laderas de cantil-talud: las de litología homogénea y las de cap-rock, vertiente en la que el cantil está constituido por un paquete de rocas más resistentes que las que constituyen el talud. El modelo más frecuente en la región es el de cap-rock, dadas unas características litológicas propicias a alternancias de potentes paquetes de rocas duras y blandas.

Al margen de estas distinciones de orden litológico o genético, dentro de las laderas de cantil-talud cabe diferenciar las que presentan un perfil recto o recto-concavo y las que lo tienen cóncavo. Estas últimas son consecuencia de condiciones de remoción basal impedida en el momento de regularización de la vertiente. En el caso de

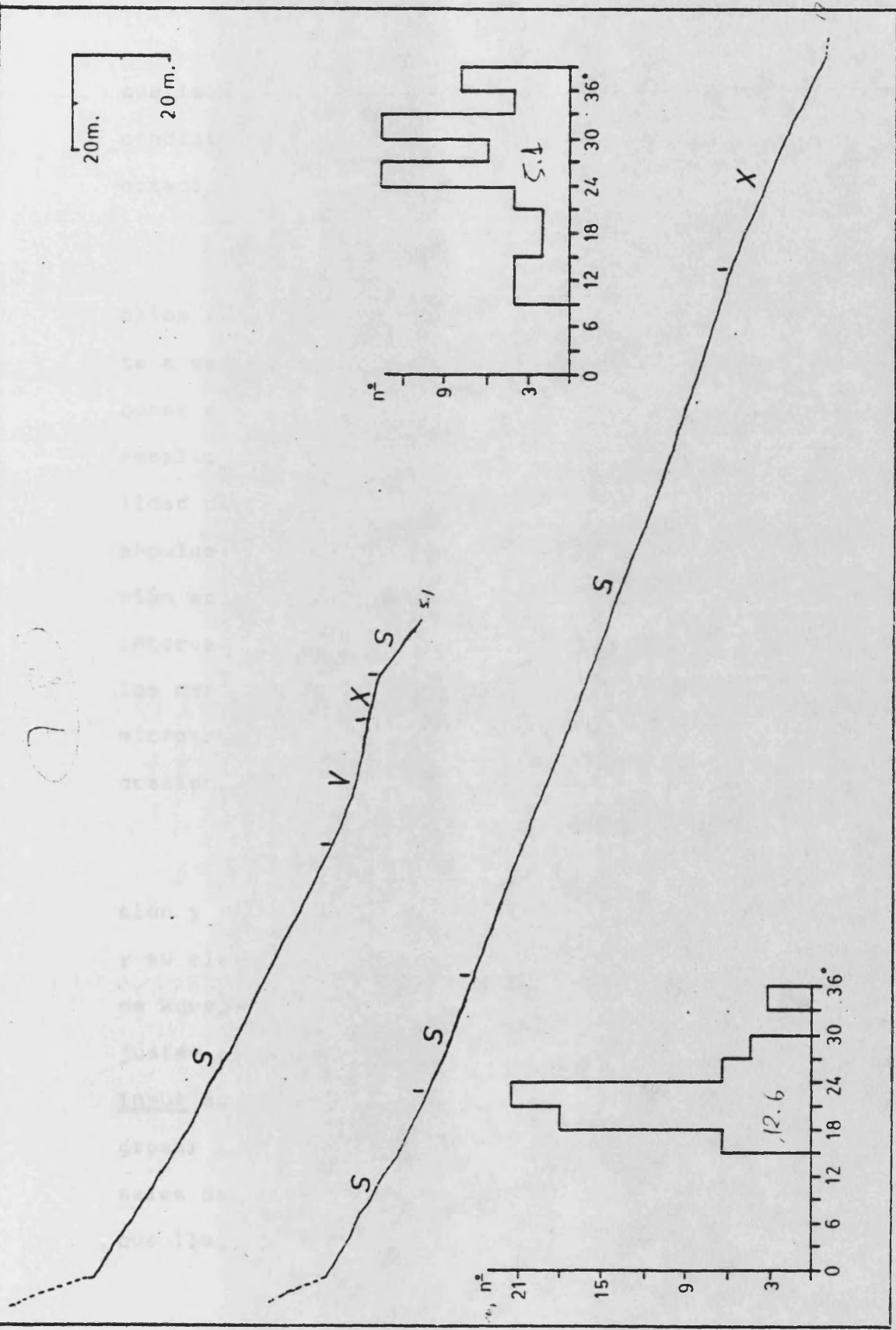
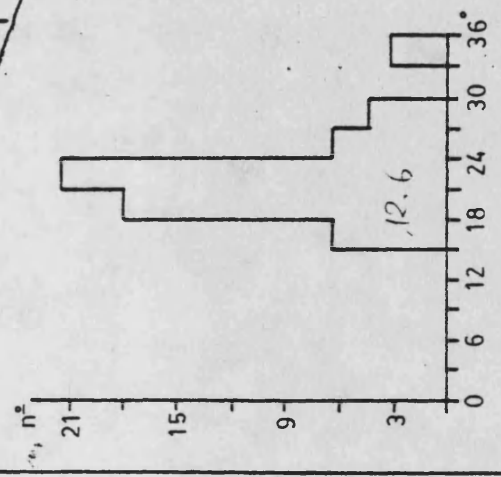
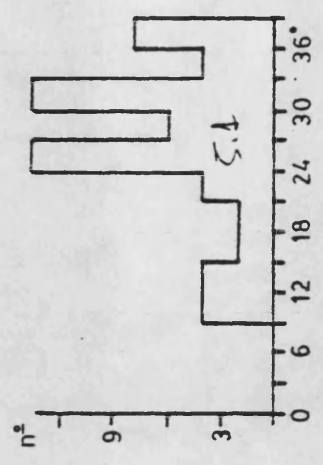
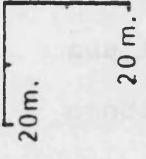
la vertiente de cantil-talud cóncavo del Pic dels Corbs (fig. 7.6), modelo extrapolable a muchas de las vertientes del frente montañoso litoral, la nula remoción esta ligada al inicio tectónico de la ladera: el grueso paquete de dolomías del Muschelkalk que propician el cantil actual fue dislocado por una de las fracturas costeras con un salto superior a los 200 m, pudiéndose observar todavía aflorantes en el cerro del Cabeçol, al pie de la ladera. La evolución posterior ha favorecido más la deposición de materiales en forma de conos de deyección o simples coluviones que su remoción por parte del mar o de alguna corriente, configurando una base suavemente cóncava que pasa posteriormente a ser un glacis de acumulación.

La fig. 7.7 muestra el perfil de una ladera en las cercanías de Quart de les Valls, la cual está labrada en Keuper coronado por carniolas infraliásicas. Su paso, en la base, a la terraza T₂ del Barranc del Coronel comporta, asimismo, una amplia concavidad en el tramo inferior de la ladera.

Otro tipo morfológico de vertiente de cantil-talud es el caracterizado por un talud de forma netamente rectilínea que sólo es interrumpido por una pequeña, pero abrupta, convexidad basal (fig. 7.8, a y b). Esta no es más que el resultado del encajamiento reciente de la red, mientras



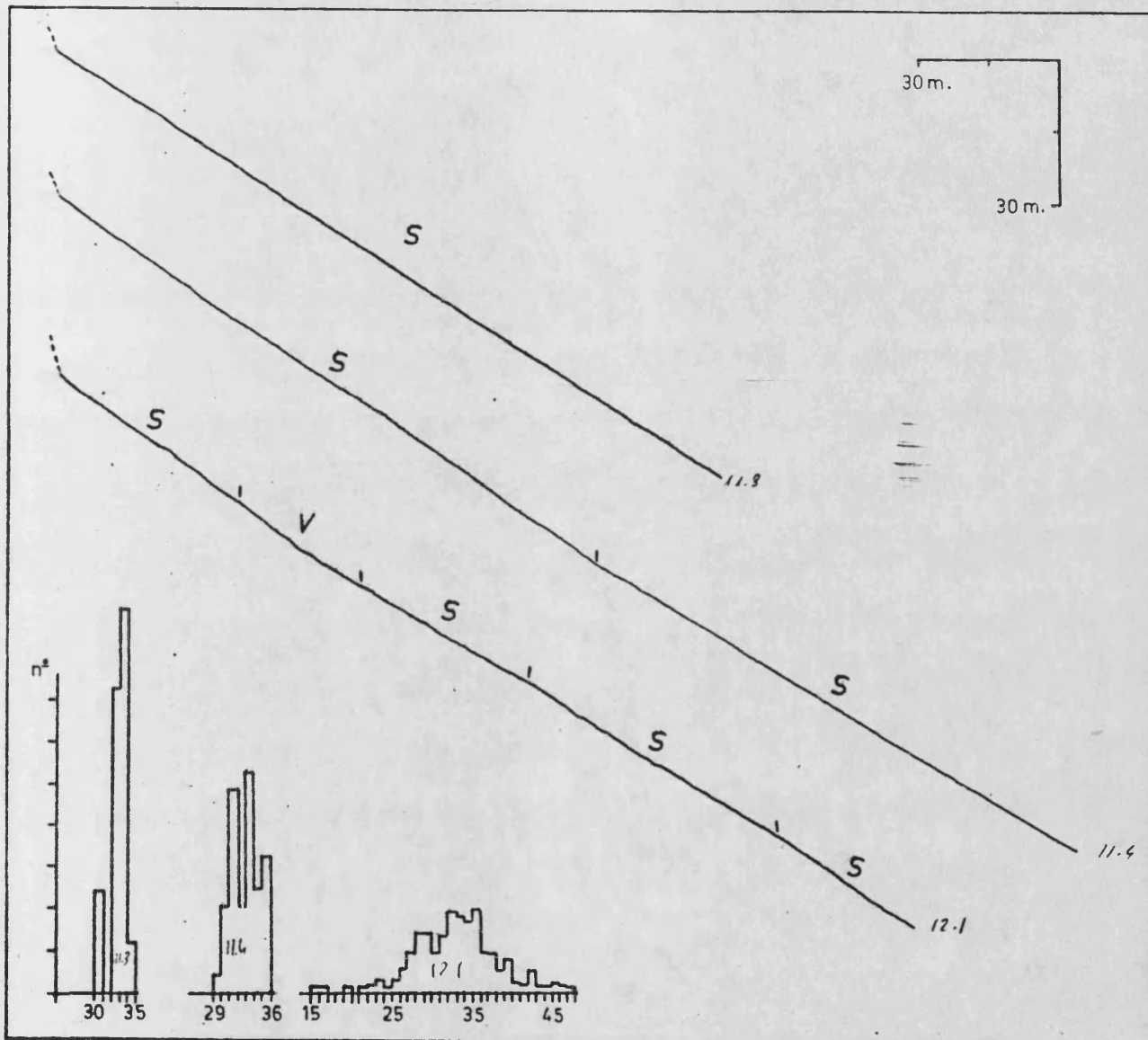
780



que la forma general rectilínea nos indica una génesis en condiciones de remoción activa, al menos en los últimos estadios de su evolución.

Los canchales en areniscas, característicos de amplios sectores de la Sierra de Espadán responden exactamente a esta morfología. En la fig. 7.9 pueden observarse algunos ejemplos de estos canchales, cuyo elemento común más resaltable es la forma rectilínea de gran parte o la totalidad del perfil, con pendientes cercanas a los 30-33°. Los ángulos de las mediciones presentan una fuerte concentración modal, especialmente cuando éstas son realizadas a intervalos de 5 ó 10 m. Cuando son realizadas a intervalos cortos, la concentración modal se suaviza, debido al microrrelieve abrupto de estos canchales, compuestos en ocasiones por bloques de tamaño superior a 1 m³.

En estas vertientes el talud es un área de acumulación y transporte de los derrubios desprendidos del cantil, y su elevada pendiente está ligada al grado de estabilidad de aquellos. La remoción basal se trasmite en forma de reajustes consecutivos de los clastos de abajo a arriba. El input superior, si es mayor que la remoción, tiende a engrosar la capa de derrubios y a producir concavidades basales debido a la colmatación del valle. Esta situación, que llega a producirse en otros sectores del País Valenciano



(BERNABE MAESTRE y CALVO CASES, 1979), no se da en Pina-Espadán, lo que hace pensar, más que en una destrucción reciente de la base de los canchales por la incisión holocena de la red, en su no elaboración por estar, en general, en condiciones de remoción activa. Han sido, pues, laderas cuya evolución reciente se ha producido bajo control por transporte.

No sucede lo mismo en otras áreas de relieve menos enérgico, como las estribaciones orientales de Javalambre; allí los depósitos de paleocanchal (observables, vgr. en corte transversal en las faldas de las Peñas de Dios, gracias a la trinchera de la carretera que va de Higuieruelas a La Yesa) tienden a producir una colmatación cóncava en los cauces.

En el País Valenciano los canchales han sido abordados en algunos estudios (ROSSELLO VERGER, 1977 a y 1977 b; BERNABE MAESTRE, 1977; BERNABE MAESTRE y CALVO CASES, 1979; MORALES GIL et al., 1983) centrándose preferentemente la atención en dilucidar su funcionamiento actual.

B) Laderas con convexidad en la cumbre.

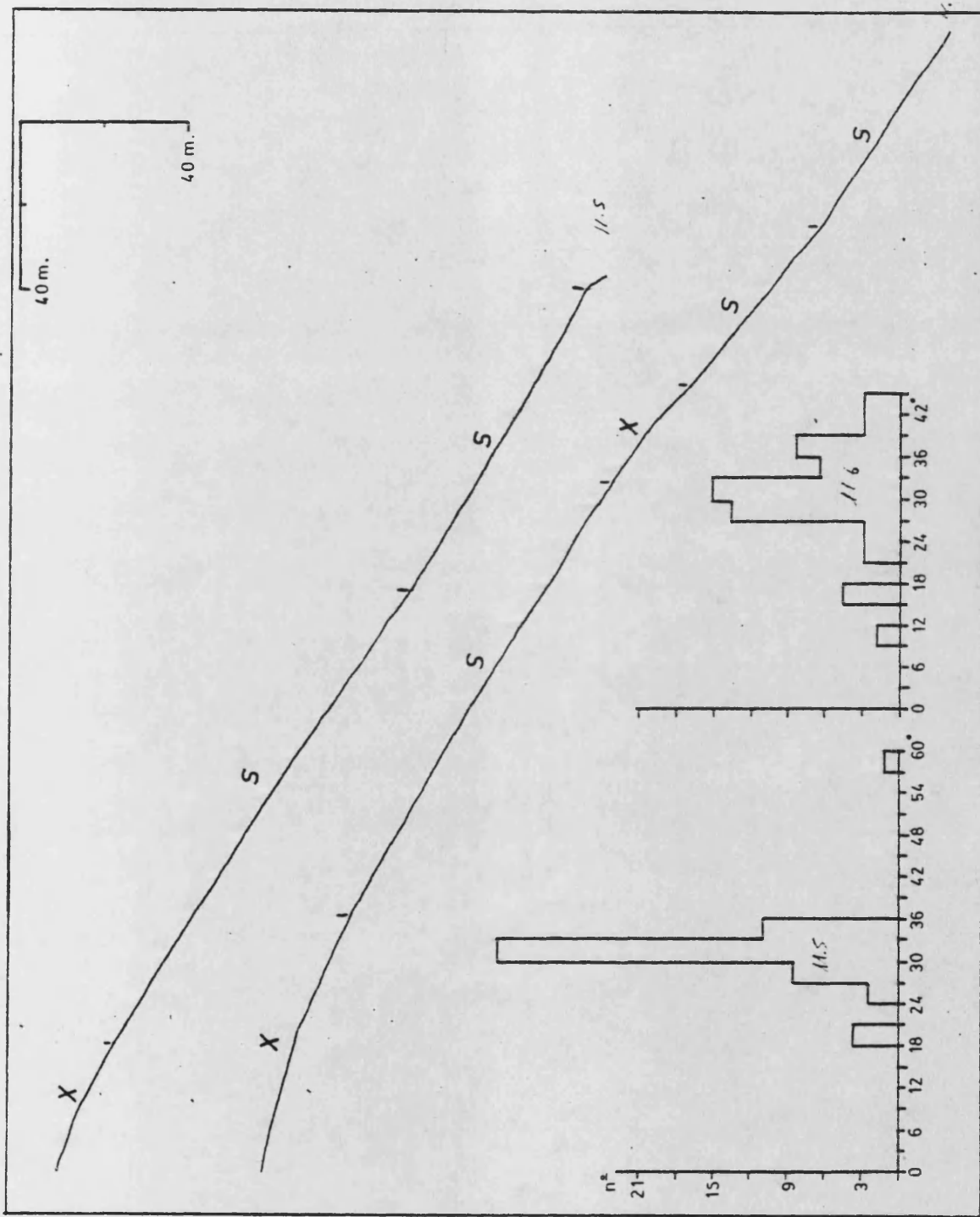
El otro grupo de laderas de perfil simple lo constituyen aquellas que, en ausencia de cantil, presentan una

convexidad en la parte superior. Esta forma de ladera es, con mucho, la más abundante entre las no estructurales de perfil simple.

Las condiciones genéticas generales de estas vertientes comportan su formación durante algún episodio morfogenético de regularización de formas. Ello implica que enlazan normalmente, sin solución de continuidad, con los glacis o terrazas de valle dominantes. En este último caso, el punto donde se sitúa la rotura de pendiente, consecuencia del encajamiento reciente del cauce, puede formar parte de la forma de la ladera. En estas ocasiones se consideran como vertientes de perfil compuesto sólo cuando la incisión se trasmite a la ladera en forma de inicio de una segunda fase de regulación.

Los factores genéticos particulares de este tipo de vertientes podrían precisarse en los siguientes términos:

- requieren una base litológica que sea notablemente homogénea. Menos importante es el tipo de material, y así pueden encontrarse ejemplos, tanto en rocas calcáreas (dolomías y calizas tableadas del Muschelkalk, ritmitas jurásicas, -ver fig. 7.4-) como en rocas silíceas (areniscas y argilitas del Buntsanstein) (fig. 7.10). Favorece, sin embargo, el que estas litologías no sean excesivamente duras ni blandas, ya que deben permitir una incisión de



la red y una regularización de vertientes moderadamente rápida y, por otra, una cierta resistencia a regularizaciones posteriores.

- se desarrollan preferentemente en áreas en donde la actividad tectónica pliocuaternaria no se ha traducido en fuertes desniveles a escala local. Cabría destacar el eje de las áreas antiformes, especialmente en el sector interior de la región, y las áreas más deprimidas de las estructuras sinformes. Con todo, es preciso señalar que se trata del factor con menos peso de los que se enumeran.

- más importancia reviste el tipo de actuación de la red en el proceso de incisión que dará lugar al conjunto de vertientes. Este es necesario que se presente de manera atenuada, dado que, como se señalaba anteriormente, son los procesos de incisión rápida los que en gran medida ocasionan perfiles de cantil-talud. Por otra parte, un proceso de incisión rápida durante el Holoceno tiende a favorecer el inicio de una nueva regularización de vertientes, comportando formas poligenéticas en éstas. Este proceso, sin embargo, apenas se ha producido, al menos con la intensidad o vigencia suficientes como para que se produzca el fenómeno señalado.

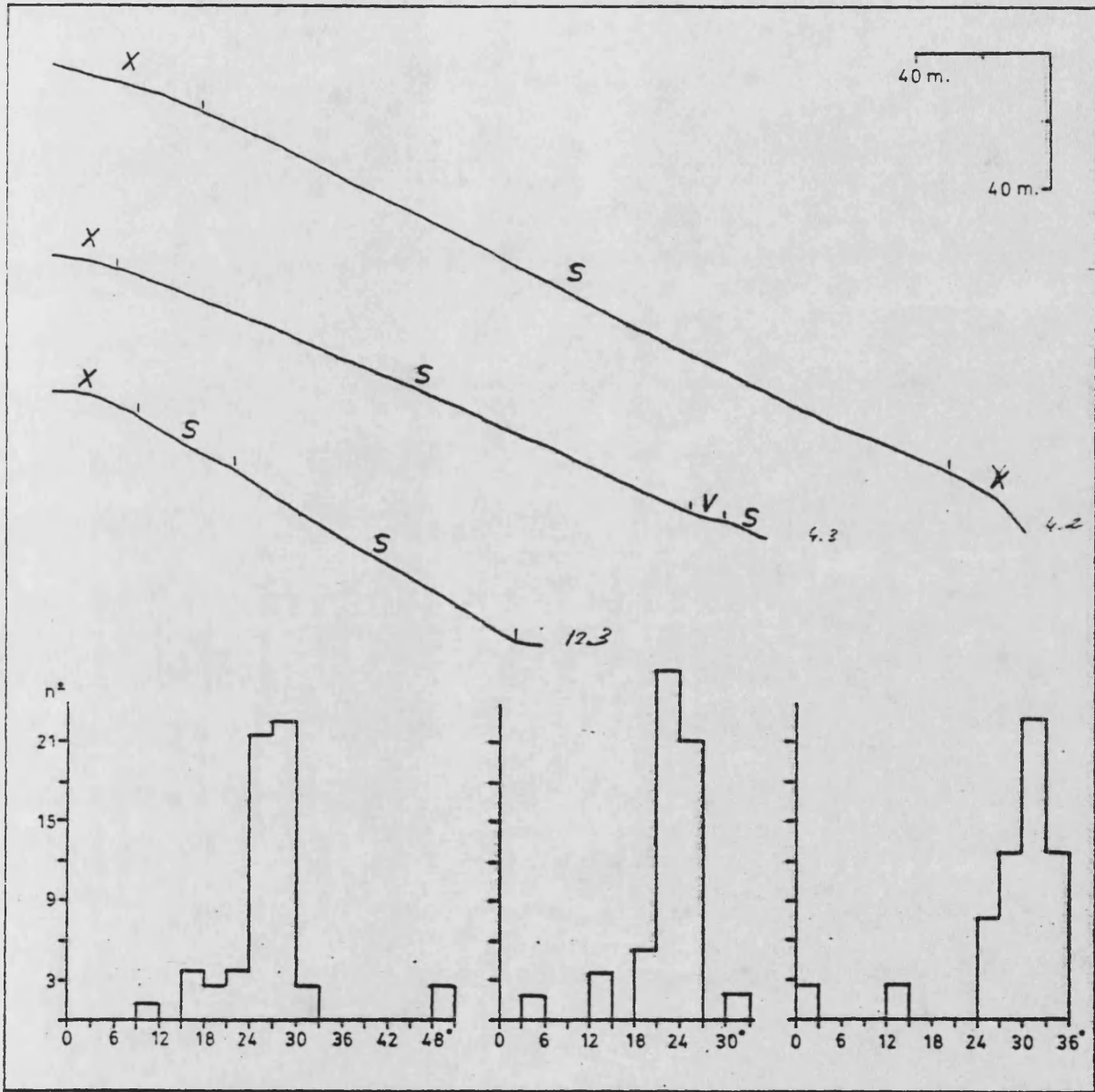
Dadas estas condiciones genéticas, son varias las formas de vertiente simple que pueden distinguirse:

a) Cabría realizar una primera distinción entre las vertientes con convexidad basal y las que son claramente rectas o cóncavas. El primer tipo es el más abundante, y responde, como sucedía en otros tipos genéricos de vertientes antes señalados, a la incisión holocena de la red. El segundo tipo (perfil con base recta) apenas puede encontrarse, ya que presupone un equilibrio entre suministro de materiales por parte de la vertiente y evacuación del canal situado en la base, que difícilmente se da en la actualidad. El tercer tipo (perfil con base cóncava) se observa regularmente en aquellas áreas en donde este tipo de vertientes regularizadas pasan a glacis o piedemontes coluviales en la base (fig. 7.2).

b) En segundo lugar se pueden hacer distinciones de acuerdo con la forma que adopte la parte central y superior de la ladera. Así cabe señalar laderas con un mediano o largo tramo central recto, laderas que, tras la convexidad somital y un ocasional y breve tramo recto, presentan una suave concavidad, y laderas en cuyo perfil íntegro domina la forma convexa.

El primer tipo es frecuente en las áreas donde afloran potentes paquetes de Buntsandstein (sin descartar, no obstante, áreas calcáreas, especialmente las de ritmitas jurásicas). Allí la gran competencia en la incisión

por parte de la red fluvial y la relativa rapidez con que se han regulado las vertientes han ocasionado formas de grandes dimensiones (ver fig. 7.11), de fuerte pendiente media y de fuerte concentración de valores angulares (fig. 7.11). El caso de las vertientes de Villanueva de Viver responden perfectamente a este esquema descrito. Ambas participan de los tres elementos definitorios gran longitud, alta pendiente media y concentración modal de los ángulos, aparte de su perfil rectilíneo; las diferencias en cuanto a pendiente media están ocasionadas por la estructura de los materiales (a favor del buzamiento en la de menores valores de pendiente y en contra en la opuesta). Por otra parte, también presentan diferencias en cuanto a la forma de la base, con convexidad en un caso (Villanueva 1) y con una ligera concavidad en el otro (Villanueva 2). La desigual respuesta a la incisión holocena de la red de uno y de otro canal (cursos casi paralelos, con la misma orientación N-S, separados unos 500 m tan sólo, ubicados sobre el mismo tipo de materiales y con un mismo colector) muestra hasta qué punto ésta (la incisión holocena) obedece a las condiciones hidrológicas particulares de cada cuenca, a pesar de la existencia de unas condiciones generales que inducen a que se produzca.



c) En otras ocasiones el tramo predominante del perfil es una amplia y suave concavidad basal. Las figs. 7.2 y 7.3 muestran ejemplos de este tipo de forma. Suelen estar asociados a escasa o ausente remoción basal y así se encuentran los ejemplos más representativos en vertientes que pasan a pequeñas terrazas de valle (fig. 7.3) o a glaciais (fig. 7.2). En el primer caso el principal factor de configuración de la concavidad es la creciente acumulación de derrubios en la base del perfil, mientras que en el segundo es la estabilidad basal la que permite una regulación cóncava. En este sentido el esquema propuesto por W.M. Davis nos muestra como, en condiciones de estabilidad basal, sucesivas fases de regulación permiten una declinación de la vertiente y un resultado final predominantemente cóncavo. Es muy posible que este esquema de evolución corresponda con el que produce las concavidades basales, tanto en estas vertientes con convexidad superior, como en las de cantil-talud e incluso en las multisequenciales o en las estructurales consideradas anteriormente.

d) Finalmente, se puede generar un tipo de vertientes simples en las que la característica predominante sea la de poseer una larga convexidad en la parte superior del perfil e incluso a lo largo de todo él (valores positivos del índice de curvatura).

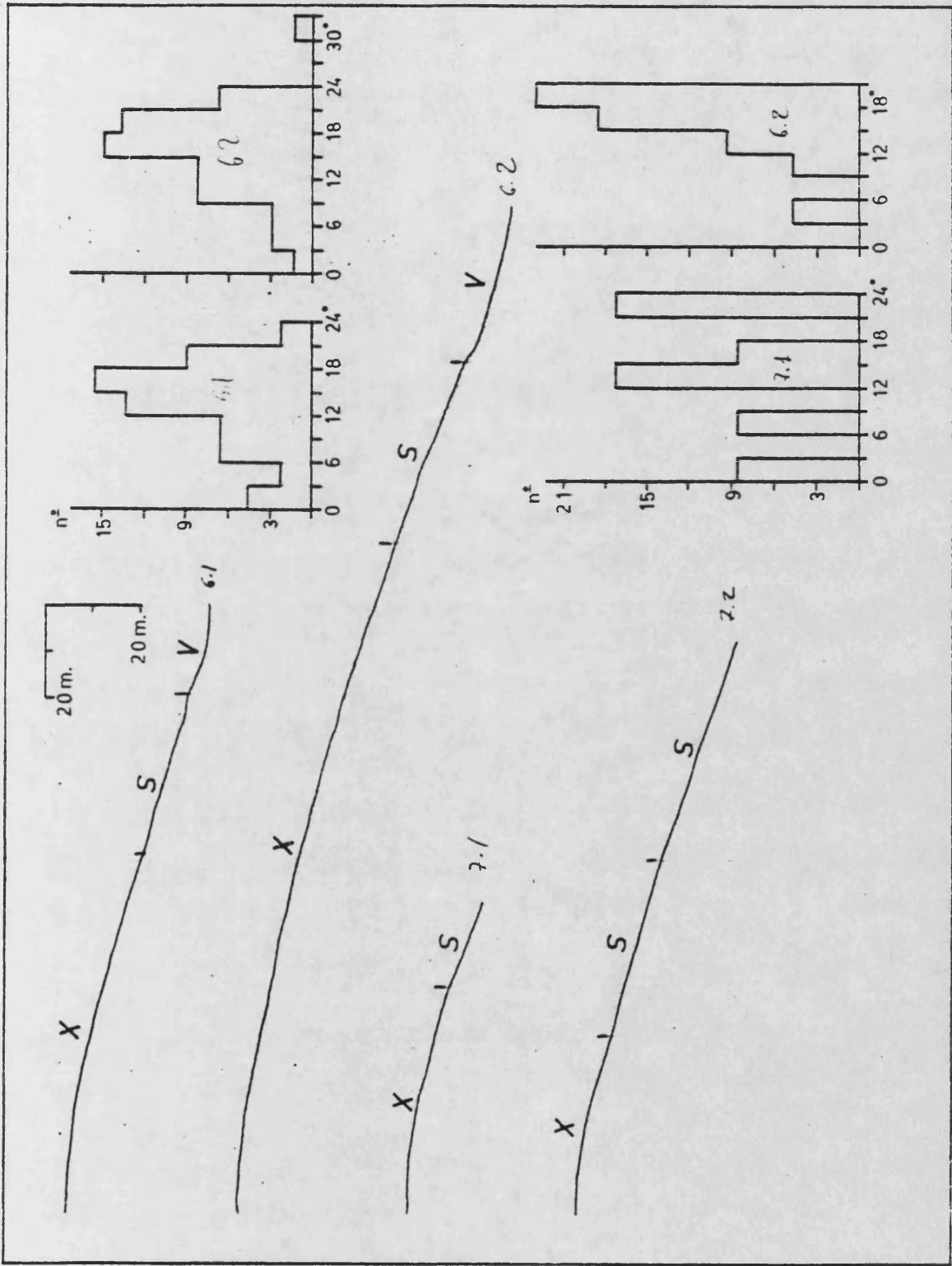
Estas vertientes se desarrollan principalmente en litologías calcáreas duras y en marcos de moderada incisión de la red. No se trata, pues, de vertientes con fuerte desnivel (la razón de relieve de estas áreas es moderada) y en conjunto presentan unas pendientes medias suaves. Ello no impide que puedan ser vertientes bastante largas, a favor precisamente de la amplia convexidad superior (fig.7.12 a-d).

Sin embargo, aparte de estas características generales, hay que resaltar un factor común a este conjunto de vertientes, el de generarse tras la degradación de superficies de erosión labradas en roquedo duro (1): las partes culminantes de la convexidad superior son restos más o menos alterados de superficies de erosión; el proceso de degradación comprendería, pues, una incisión de la red que elaboró las superficies y, al mismo tiempo, la evolución de las laderas entre los cauces y los restos de superficie degradada (2).

Otro factor favorecedor de la existencia de amplias convexidades superiores es la baja densidad de drenaje de

(1) Estas superficies como vemos en el Cap. 4, sólo pueden ser la "penillanura fundamental" o algunos retazos de las superficies villafranquienses.

(2) Vertientes similares han sido identificadas en la zona W, en la plataforma del Caroig (PEREZ CUEVA y SANROQUE, 1981) y en otros puntos del País Valenciano (CALVO CASES, in fieri) (Atzeneta y Benassal, etc.).



la red fluvial unido a la dureza del roquedo calcáreo: la baja densidad de drenaje (y también la baja razón de relieve) permite el desarrollo de vertientes largas; por su parte, la dureza del roquedo impide que la regulación de vertientes iniciada tras la incisión de la red se traslade a las partes más elevadas, dando lugar a crestas aplanadas y extensas.

7.2.4' Vertientes no estructurales de perfil multiseccional.

El segundo gran conjunto morfológico que diferenciaremos dentro de las laderas no estructurales comprende un abanico de formas dispar, pero abundante, cuya característica común es la sucesión a lo largo de su perfil de dos o más secuencias morfológicas (en el sentido de YOUNG, 1964), es decir, tramos de la ladera con una cierta homogeneidad genética separados por bruscas rupturas de pendiente. Se trata pues, de laderas cuyo perfil refleja diversos episodios de regulación.

A estas vertientes se les ha asignado provisionalmente la denominación de multiseccionales. Como la mayoría de las laderas, incluidas las de perfil simple, son el resultado de varios episodios morfogenéticos; el término "poligenético" no puede ser utilizado en este caso. El

de "vertientes compuestas" tampoco debe ser usado al prestarse a confusión; en realidad toda vertiente está compuesta de una determinada sucesión de segmentos y elementos.

Aparte de estas precisiones terminológicas, hay que delimitar otra serie de cuestiones previamente. Una de ellas es que este tipo de laderas no excluye otros tipos anteriormente enumerados, como son las vertientes estructurales. Es decir, estas últimas pueden ser a la vez multisecuenciales y las primeras presentar rasgos estructurales en algún tramo de su perfil. Considerar una ladera como estructural o multisecuencial dependerá del predominio de uno u otro carácter.

Otra cuestión que surge al definir vertientes como multisecuenciales es la de valorar el alcance de alguna de las fases de regulación. El último episodio de incisión de la red fluvial, por ejemplo, se refleja en la base del perfil bajo forma de ligeras, moderadas o fuertes convexidades; considerar una vertiente de este tipo, como simple o multisecuencial, puede ser difícil. En general, pues, se considerará multisecuencial, una vertiente en la que la incisión basal se trasmite al resto del perfil en forma de un inicio de regulación. Esto se manifiesta con secuencias "anómalas" que están separadas por un incremento brusco de la pendiente (vgr. una serie morfológica convexo-

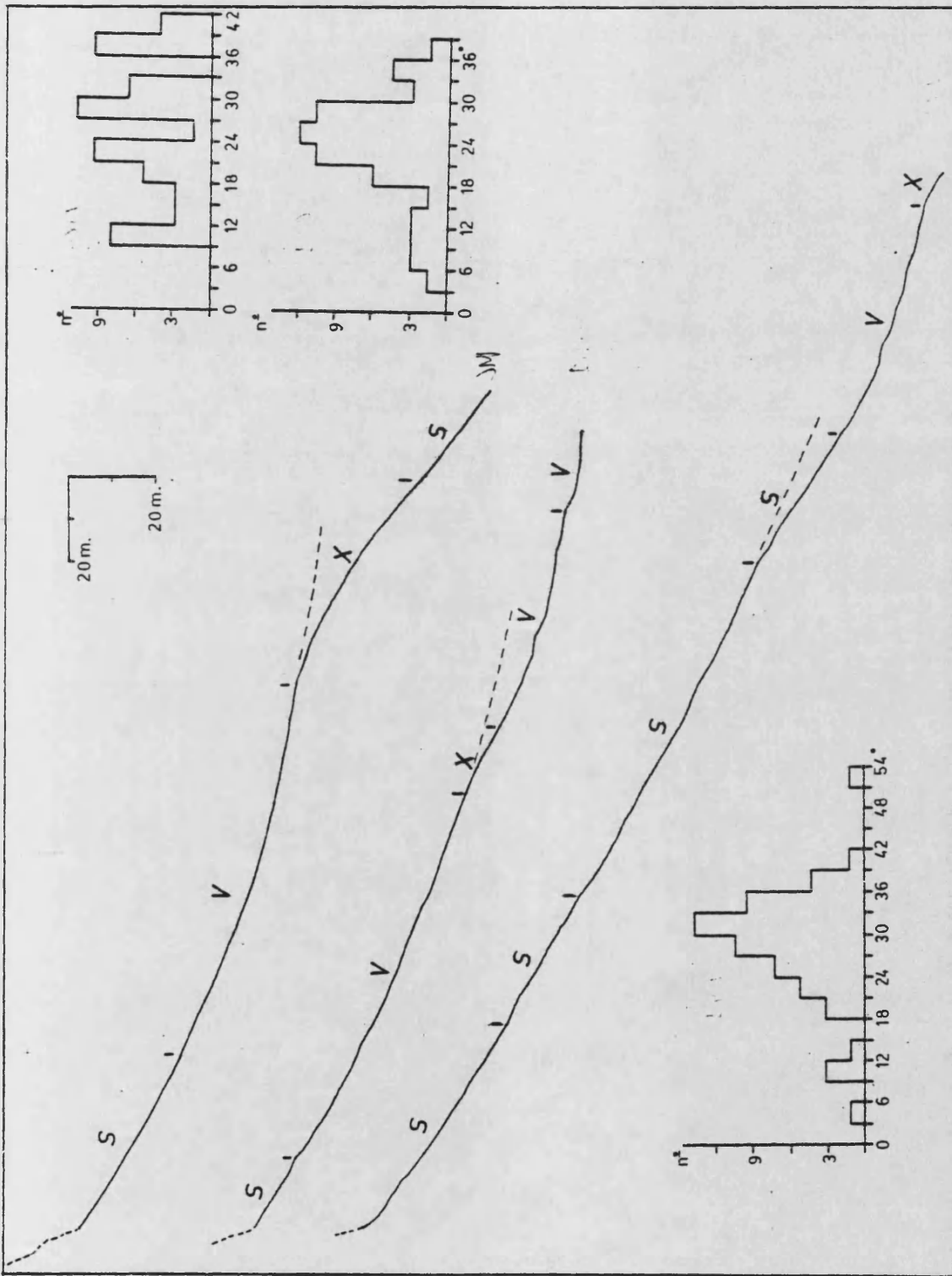
recto-cóncava-recto-cóncava o una convexo-recto-recto concava) diferente de los dos, tres o a lo sumo cuatro únicos tramos que configuran un perfil simple (convexidad o cantil superior, posible tramo recto central de pequeñas o grandes dimensiones y convexidad o concavidad basal).

Finalmente, hay que señalar que una ladera multise-
cuencial puede ser considerada, desdoblándola, como un con-
junto de tramos de perfil simple, con lo que, en definiti-
va, como sucedía entre vertientes estructurales y multise-
cuenciales tampoco aquí se puede contraponer ambos tipos
morfológicos.

Un buen método para destacar los principales ras-
gos de estas vertientes, dada su extrema variedad, puede
ser el examen detenido de algunos ejemplos.

a) La Muela del Castillo de Campos de Arenoso.

Una de las formas multise-
cuenciales más claras es
la representada por el perfil MC (fig. 7.13). Este perfil
representa una sección de la ladera meridional de la Mue-
la del Castillo de Campos de Arenoso, cuyo techo calizo,
más resistente que el resto de los materiales que afloran
(de facies Weald) da lugar a la permanencia de un cantil
escalonado o compuesto. Al pie se desarrolla un amplio
talud de 225 m de longitud en el que se pueden diferenciar



cuatro grandes unidades morfológicas: bajo el cantil se desarrolla un tramo rectilíneo de 30° de pendiente media y 45 m de longitud. Vertiente abajo, la línea del perfil se curva, dando lugar a una amplia concavidad de 95 m de longitud que contiene ángulos entre los 27° de los tramos más elevados y los 10° del final. Este "rellano" del final de la concavidad se prolonga hacia el vacío, puesto que está bruscamente interrumpido por un incremento de la pendiente, que supone pasar de los 10° , arriba mencionados, a 40° en una distancia de 60 m. Este tramo constituye un elemento convexo que conecta con el fondo de valle a través de una breve unidad, grosso modo rectilínea, de 25 m de largo y 40° de inclinación.

La sucesión de estas cuatro unidades, nada habitual en la forma de las laderas, obliga a una consideración más detallada. Si atendemos al criterio de clasificación de YOUNG (1964), este perfil está formado por dos secuencias morfológicas, la primera integrada por un segmento y un elemento cóncavo y la segunda por un elemento convexo y un segmento basal.

La primera secuencia ostenta los rasgos característicos de una ladera de cantil-talud en situación de remoción impedida, es decir, un tramo rectilíneo al pie del cantil que se prolonga en forma de una amplia concavidad. En

este caso, el final de esta concavidad coincide con un nivel morfogénico antiguo. Este rellano, hacia el NE (área de Cortes de Arenoso) se convierte en una amplia superficie en la cual se encaja la terraza T₂ del Río Mijares; la edad probable, por tanto, es villafranquiense.

La secuencia inferior del perfil es la forma resultante de la evolución de la ladera a partir de una incisión del cauce que al ser de un orden bajo y afluente directo del Río Mijares ha tenido, y tiene, un gradiente elevado. Las fuertes pendientes de la ladera en este tramo hablan en favor de un periodo de tiempo relativamente corto desde la incisión hasta el momento presente.

b) Perfiles de Gestalgar y la Vilavella.

El perfil GSL de la fig. 7.13 representa la forma de una ladera de cantil-talud situada en un valle próximo a Gestalgar y afluente del Río Turia (el Barranco de Ribera). La ladera está labrada sobre dolomías y carniolas del Suprakeuper, que constituyen la parte superior (el cantil), y arcillas y margas del Keuper sobre las que se desarrolla el talud. En la morfología de éste destaca su fraccionamiento en dos grandes tramos o secuencias separados por una ruptura de pendiente, que se sitúa algo más abajo de media ladera.

La secuencia superior del perfil consta de dos unidades morfológicas: la primera es un segmento de 20 m de longitud y 31° de pendiente media situado inmediatamente al pie del cantil. El resto está formado por una unidad de 80 m de longitud cuya forma general es cóncava (con una oscilación entre 37° y 23°). El descenso de la pendiente entre ambos extremos no es uniforme al existir pequeñas oscilaciones positivas que son interpretadas como rasgos de microrrelieve, en parte derivados de una pérdida de suelo rápida y reciente.

La segunda secuencia morfológica del perfil responde a grandes rasgos a una forma cóncava, excavada por debajo de la proyección de la primera secuencia. Este tramo tiene una seriación morfológica similar a la de la secuencia anterior: se divide como aquel, en un pequeño segmento rectilíneo seguido de una concavidad. Por último, el pie del perfil se halla truncado, por lo que se puede considerar una tercera secuencia morfológica. Esta, al responder al último y reciente encajamiento de la red, no puede pasar como tal si se aplican estrictamente los criterios ya mencionados.

Destacamos, pues, en este ejemplo, una nueva forma de ladera multisequencial con diferencias morfológicas menos acentuadas entre ambos tramos que en el ejemplo an-

terior. De hecho, esto no es nada extraño ya que nos encontramos ante roquedos, ambientes geomórficos y etapas morfológicas diferentes.

*

Una morfología semejante a la del perfil GS1 la encontramos en algunos valles de la Sierra de Espadán (valle del Barranc Roget) muy próximo al casco urbano de la Vila-vella. El perfil LV1 (fig. 7.13) es otro ejemplo claro de forma multiseccional debida al inicio de una regulación de vertientes sobre una ladera anteriormente regularizada.

Con un microrrelieve muy acentuado, consecuencia de la multitud de pequeños bancales, ya semiderruidos, presentes en él, el perfil se compone de dos grandes secciones cuyas características describimos a continuación:

La superior comprende casi dos tercios de la ladera y consiste en un gran segmento rectilíneo de 30° de inclinación media, coronado por un pequeño cantil de areniscas ortocuarcíticas triásicas. En detalle, este segmento se puede subdividir en tres tramos rectilíneos cuya inclinación decrece vertiente abajo, pero que no puede considerarse como un elemento cóncavo.

El tercio inferior de la vertiente es una nueva

secuencia morfológica muy similar a su equivalente en el perfil GS1. Se compone de dos unidades: un segmento que marca la rotura de pendiente con la forma anterior, cuya inclinación se halla próxima a los 40°, y una concavidad suave, que ya en el pie de la vertiente queda cortada por el encajamiento del cauce actual.

La asignación cronológica a las secuencias morfológicas tanto del perfil GS1 como del LV1 es una cuestión compleja debido a la escasez de niveles morfogenéticos que sirvan de referencia en lugares próximos. El perfil GS1, en el tramo final de la concavidad superior, tiene, en superficie, depósitos de cantos angulosos muy encostrados y afectados incluso por diaclasas, que a nivel de hipótesis se podrían considerar como pertenecientes al Cuaternario Medio, pero su escasa potencia y la ausencia de cortes no permiten ninguna identificación fiable.

En el perfil LV1, en cambio, está más clara la asignación cronológica de cada una de las fases de regulación. La secuencia superior, en muchos planos de vertiente de la misma cuenca, es la única que conforma la línea completa del perfil. En la base, estas laderas enlazan, sin solución de continuidad, con un nivel de terraza asignable por su facies a la fase de agradación G₁-T₁ (que en el capítulo 4 se juzgaba como de edad würmiense). La segunda

secuencia responde claramente a la incisión holocena de la red fluvial, mientras que la última secuencia enlaza con terrazas subactuales de alrededor de 1 m de elevación sobre el cauce actual y semejantes a las que en la cuenca de la Rambla de Artana son atribuidas por BUTZER (in fieri) a épocas históricas.

CONCLUSIONES

- El estudio de las vertientes, inusual en trabajos generales sobre geomorfología regional, puede adquirir relevancia, tanto si se analizan estos elementos del relieve por separado como, sobre todo, si se integran en el conjunto de ambientes morfogenéticos; en la región considerada está plenamente justificado su análisis, entre otras razones, por su gran implantación espacial.

- La conexión entre las vertientes y la red fluvial puede establecerse con la observación de la forma de las laderas, especialmente de su tramo inferior y con las relaciones entre la morfología y depósitos de las laderas, y los depósitos fluviales:

- las principales fases cuaternarias de agradación de la red fluvial (G_1-T_1 y G_2-T_2) coinciden con fases de regularización de la forma de las vertientes; G_2-T_2 suele ser un episodio que culmina con una regularización completa, a la vez que el paso de depósitos de ladera a depósitos de piedemonte, o directamente a depósitos fluviales, ha quedado sellado por un claro y potente encostramiento; G_1-T_1 culmina con una regularización de la ladera que puede llegar a ser total o sólo parcial, según la dureza del roquedo.

- Las fases recientes de agradación (terrazas holocena e histórica) sólo se representan en las laderas en

forma de muescas erosivas, lo que implica que no responden a los mismos procesos morfogenéticos.

- Las fases de incisión de la red fluvial, aparte de los cambios morfológicos señalados, pueden llegar a formar nuevos cauces sobre las laderas regularizadas. Esto se ha producido, preferentemente, en la fase de incisión post-G₂-T₂.

- Los tipos de vertiente más frecuentes en la región son los de perfil simple con convexidad somital y los polisecuenciales. Estos últimos, sin embargo, son difíciles de clasificar; normalmente es necesario efectuar mediciones directas para poder determinar si una ladera es de perfil simple o polisecuencial e, incluso, llega a ser problemática la evaluación de la morfología. Entre los procesos que motivan casos de laderas polisecuenciales, el más significativo es el de la incisión holocena de la red fluvial, cuando ésta ha comenzado a transmitirse de la base hasta el resto de la ladera.

- Las vertientes estructurales también son frecuentes, si bien no tanto como se esperaba; el roquedo y su disposición, sin duda, no son elementos favorables. El que a esta escala, el influjo de la estructura no se plasme suficientemente, no implica que no exista a

escalas mayores o menores: dentro del ámbito morfogenético considerado aquí puede hablarse de vertientes "con impronta estructural", es decir, vertientes que a escala de tramo llegan a manifestar la disposición de roquedo, pero en su totalidad no pueden ser consideradas propiamente como estructurales.

- Las laderas de cantil-talud, otro de los tipos básicos enumerados, tiene una implantación areal restringida y localizada. No obstante, en términos relativos, es un tipo significativo y es un indicador más de que se está ante un relieve todavía joven.

PARTE IV ALGUNOS ASPECTOS DE MORFOGENESIS ACTUAL

CAPÍTULO 8

EL MARCO CLIMATICO ACTUAL

El método analítico tradicional de la climatología ha proporcionado las descripciones básicas del medio climático mediterráneo y, en particular, de las comarcas valencianas que se estudian; muchas de las afirmaciones que se formulan en la actualidad en trabajos sencillos que adoptan esta metodología, basada principalmente en el estudio de los valores medios y extremos, fueron realizados ya por pioneros como WROBEL (1940), NEUMANN (1960) o KUNOW (1966). Este último autor, en una tesis doctoral realizada en 1950 formulaba certeras observaciones climáticas de estas tierras mediante el estudio de la precipitación, temperatura, humedad relativa, presión y otros fenómenos meteorológicos menos importantes.

Una selección de estas observaciones podría ser la siguiente (KUNOW, 1966, pp. 97-99):

- precipitaciones entre 400 y 500 mm, que al pie de las montañas litorales pueden superar los 600 mm.

- fuertes oscilaciones interanuales.

- máximos otoñales y máximos secundarios en primavera.

- verano más seco, normalmente, que el invierno, con un total de entre tres a cinco meses secos.

- escasos días de lluvia a lo largo del año (en torno a 30 días, a pesar de que en las ciudades mayores -por la mayor precisión de las observaciones- se superan los 50).

- influencia suavizadora del mar en las temperaturas.

- escasez de nevadas, pero existencia de importantes heladas por irradiación nocturna.

- escasa nubosidad y nieblas.

- en otro orden de cosas, parquedad y heterogeneidad de los datos disponibles -término no superado todavía-.

Estas observaciones, apropiadas especialmente para la zona costera pueden variar ligeramente hacia el interior con un aumento de los días de lluvia, un descenso de la importancia del otoño frente a la primavera, un

descenso de los meses secos, un descenso de la temperatura y de la oscilación térmica y un incremento de los días de niebla.

Ello no impidió que este autor realizara alguna incursión en la meteorología sinóptica en la que, adaptando los tipos de tiempo definidos por LAUTENSACH (1932) y ampliados por MULLER (1933) y basándose en mapas sinópticos de los observatorios de Hamburgo, Berlín, Stettin y Greifswald, llegó a hacer un esbozo de estadística para la región.

Posteriormente, las innovaciones en el estudio del clima de la región llegaron de la mano de tratamientos estadísticos más sofisticados o, en los últimos años, del análisis sinóptico. Entre los primeros se ha de destacar el trabajo de BERNABE MAESTRE y MATEU BELLES (1976), que incorpora el cálculo de probabilidades al análisis de los totales mensuales demostrando que estos se ajustan bien a curvas Γ ; esta metodología fue aplicada por MATEU BELLES (1982) al N de esta región. El análisis sinóptico, por su parte, ha sido utilizado por CLAVERO PARICIO (1977) en el marco de una tesis doctoral referida al clima de la región valenciana y en situaciones aisladas por QUEREDA SALA (1981, 1983, etc.).

Estos puntales de la evolución del estudio climático de nuestra región que marcan las primeras etapas del tratamiento analítico y los inicios del tratamiento dinámico no pueden hacer olvidar otros estudios igualmente importantes. De entre los que abordan total o parcialmente la región seleccionamos los trabajos de PEREZ PUCHAL (1968) y QUEREDA SALA (1974 y 1976). Algunos de estos trabajos son introducciones climáticas a estudios más generales; otros tienen como vocación expresa una puesta al día de los datos climáticos y la unificación de la información (QUEREDA SALA, 1976, pp.13).

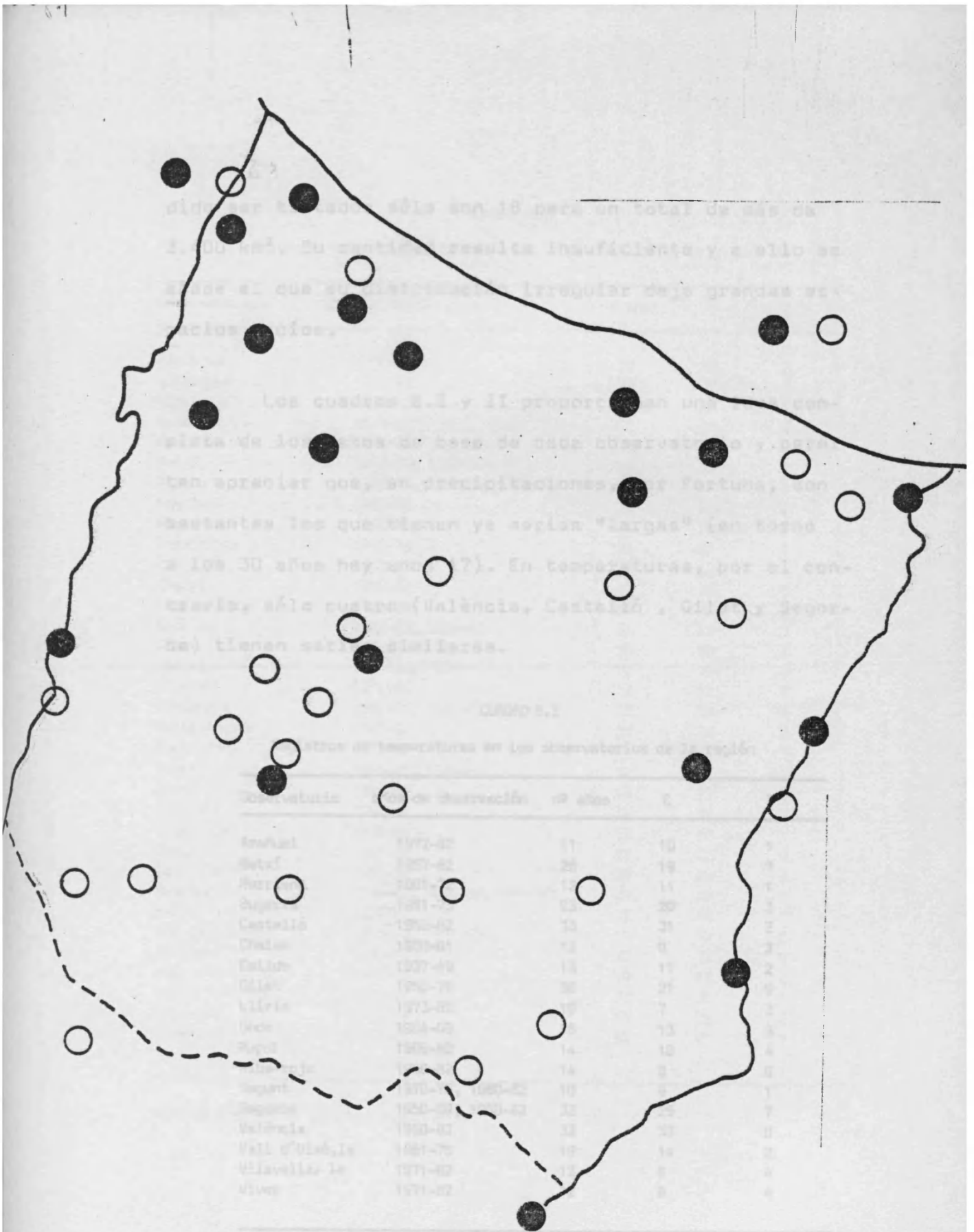
El objetivo de este capítulo es doble: por una parte, participa de este último cometido enunciado, completando el estudio analítico tradicional del clima al incorporar los últimos años de observación. Por otra, trata de proseguir algunas de las líneas recientes del tratamiento analítico como es el de las probabilidades de recurrencia de totales mensuales; finalmente, intenta proseguir los análisis dinámicos ya iniciados, al menos en lo que se refiere a los episodios de lluvias torrenciales. La multiplicidad de metodologías utilizadas obliga a suprimir su tratamiento en esta introducción al capítulo, a diferencia de lo realizado en otros, para explicarlas en los momentos pertinentes de cada apartado.

8.1 UNA APROXIMACION A LOS PRINCIPALES ELEMENTOS CLIMATICOS.

8.1.1 Los registros.

Los registros existentes de los elementos climáticos son bastante heterogéneos, aunque ya no tan escasos como en los primeros estudios. Puede ser una excepción el caso de las temperaturas si atendemos a la indicación de ROSENSTEIN (1911) que sugiere observaciones entre 50 a 90 años para obtener un margen de error de tan sólo $\pm 0'1^{\circ}$. Pero aún así pensamos que el error que se deriva de las series más completas de que disponemos entra dentro de márgenes estadísticos aceptables.

La fig. 8.1 muestra la distribución espacial de las observaciones. La cobertura de observatorios pluviométricos puede considerarse tolerable si exceptuamos los sectores más montañosos, Sierras de Pina-Espadán y Javalambre-Calderona. El sector costero, el valle medio del Palancia y los páramos turolenses son las áreas con mayor densidad, mientras que el valle del Turia y el valle bajo del Palancia cuentan con menor cantidad de observatorios, siempre teniendo en cuenta que tan sólo se consideran aquellos que tengan un registro superior a los 9 años. Los observatorios termopluviométricos que han po-



C: años completos; I: años incompletos.

dido ser tratados sólo son 18 para un total de más de 3.400 km². Su cantidad resulta insuficiente y a ello se añade el que su distribución irregular deja grandes espacios vacíos.

Los cuadros 8.I y II proporcionan una idea completa de los datos de base de cada observatorio y permiten apreciar que, en precipitaciones, por fortuna, son bastantes los que tienen ya series "largas" (en torno a los 30 años hay unos 17). En temperaturas, por el contrario, sólo cuatro (València, Castelló, Gilet y Segorbe) tienen series similares.

CUADRO 8.I

Registros de temperaturas en los observatorios de la región

Observatorio	años de observación	nº años	C	I
Arañuel	1972-82	11	10	1
Betxí	1957-82	26	19	7
Borriana	1961-72	12	11	1
Bugarra	1951-73	23	20	3
Castelló	1950-82	33	31	2
Chelva	1950-61	12	9	3
Eslida	1937-49	13	11	2
Gilet	1950-79	30	21	9
Llíria	1973-82	10	7	3
Onda	1954-69	16	13	3
Puçol	1969-82	14	10	4
Riba-roja	1969-82	14	8	6
Sagunt	1970-76, 1980-82	10	9	1
Segorbe	1950-59, 1960-82	32	25	7
València	1950-82	33	33	0
Vall d'Uixó, la	1961-76	16	14	2
Vilavella, la	1971-82	12	8	4
Viver	1971-82	12	8	4

C: años completos; I: años incompletos.

CUADRO 8.II

Registros de precipitaciones en los observatorios de la región

Observatorio	años de observación	nº años	C	I
Alcublas	1950-81	33	33	0
Almassora	1950-82	33	32	1
Altura	1950-78	29	24	5
Arañuel	1972-82	11	11	0
Barracas	1950-82	33	33	0
Betxí	1952-60, 1962-82	30	27	3
Bejís	1956-62, 1968-69, 1972-82	20	9	1
Borriana	1961-72	12	10	2
Bugarra	1950-73	24	23	1
Castelnovo	1950-73	24	23	1
Castelló	1950-82	33	32	1
Chelva	1950-82	33	33	0
Embalse Regajo	1968-82	15	15	0
Gaibiel	1950-63, 1966-82	31	28	3
Gilet	1950-80, 1982	32	30	2
Jérica	1950-65, 1967	17	13	4
Llíria	1971-82	12	12	0
Manzanera	1950-79, 1981-82	32	28	4
Massalfassar	1955-82	28	26	2
Montanejos	1972-82	11	9	2
Nules	1950-62, 1964-82	32	31	1
Onda	1951-69	19	17	2
Puçol	1969-82	14	12	2
Riba-roja	1969-82	14	13	1
Sagunt	1961-82	22	22	0
San Agustín	1953-82	30	28	2
Segorbe	1950-53, 1956-58, 1961-82	29	28	1
Serra	1956-82	27	26	1
Sot de Ferrer	1958-72, 1974-75	17	15	2
València	1950-82	33	33	0
Vall d'Uixó, la	1961-78	18	18	0
Villar del Arz., el	1950-82	33	32	1
Vila-real	1950-82	33	28	5
Viver	1950-82	33	26	7

C: años completos; I: años incompletos.

Algunos de estos observatorios tienen series superiores (València, Castelló, Bugarra, etc.) pero se ha preferido suprimir en ellos algunos de los primeros años, los anteriores a 1950. Con ello se ha conseguido homogeneizar las series y hacer que los valores calculados sean más comparables. Con todo, la existencia de bastantes observatorios con series incompletas ha obligado a reducir los datos de precipitaciones y temperaturas apoyándose en las mejores.

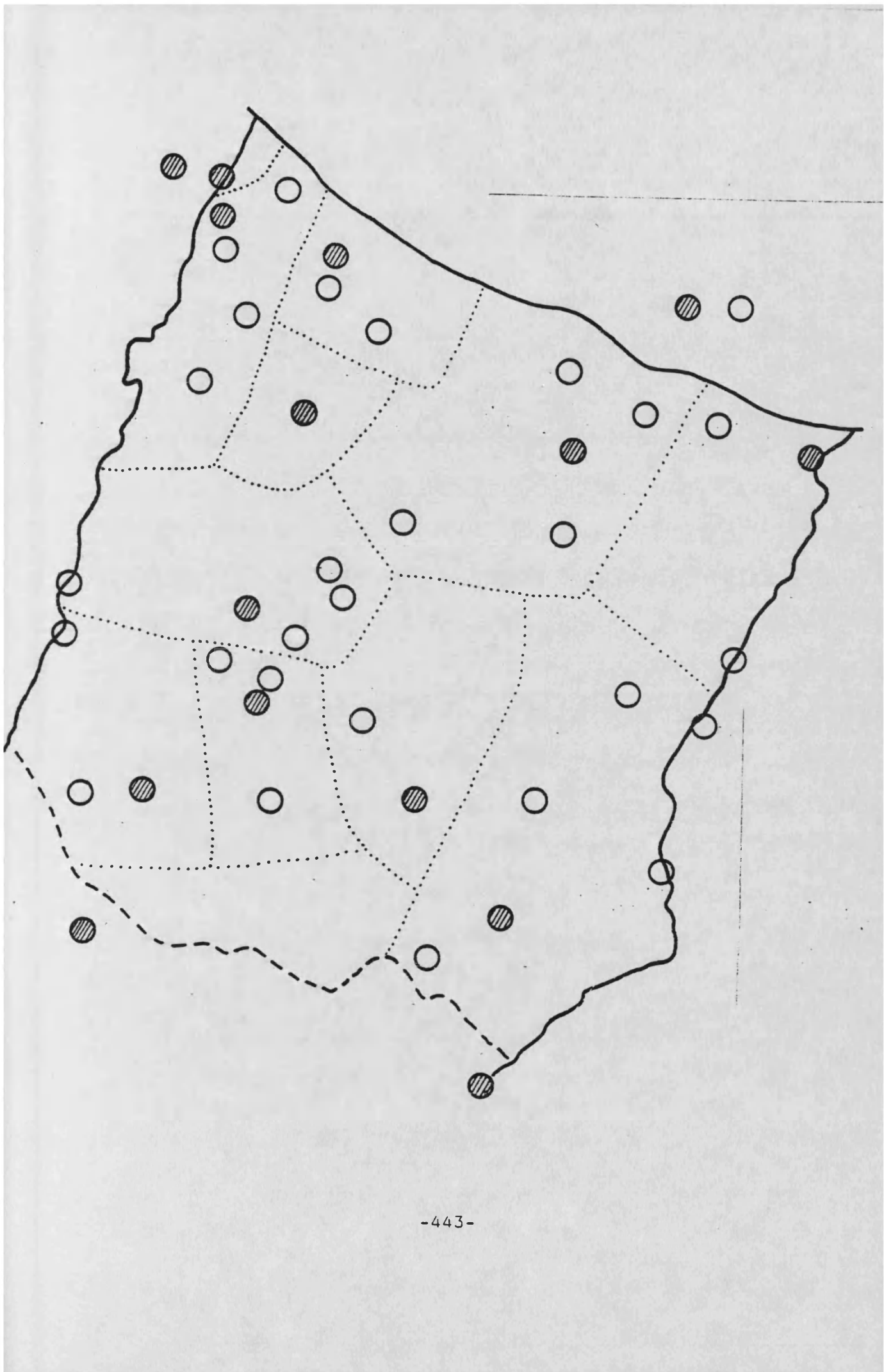
Los datos de temperatura se han reducido respecto a Castelló y València por el método de las diferencias. Los observatorios asociados a cada una de estas localidades son los de las provincias respectivas, dada la simetría de la localización de los observatorios base respecto al límite provincial. La inexistencia de observatorios con serie completa en el interior ha obligado a reducirlos con los observatorios costeros mencionados. La única alternativa posible, el observatorio de Segorbe, tenía el inconveniente de disponer de una serie fragmentada, en dos localizaciones cercanas pero diferentes. No obstante, dada la escasa variación areal de las temperaturas, las distancias máximas entre observatorios base y reducidos no llegan a ser excesivas.

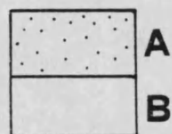
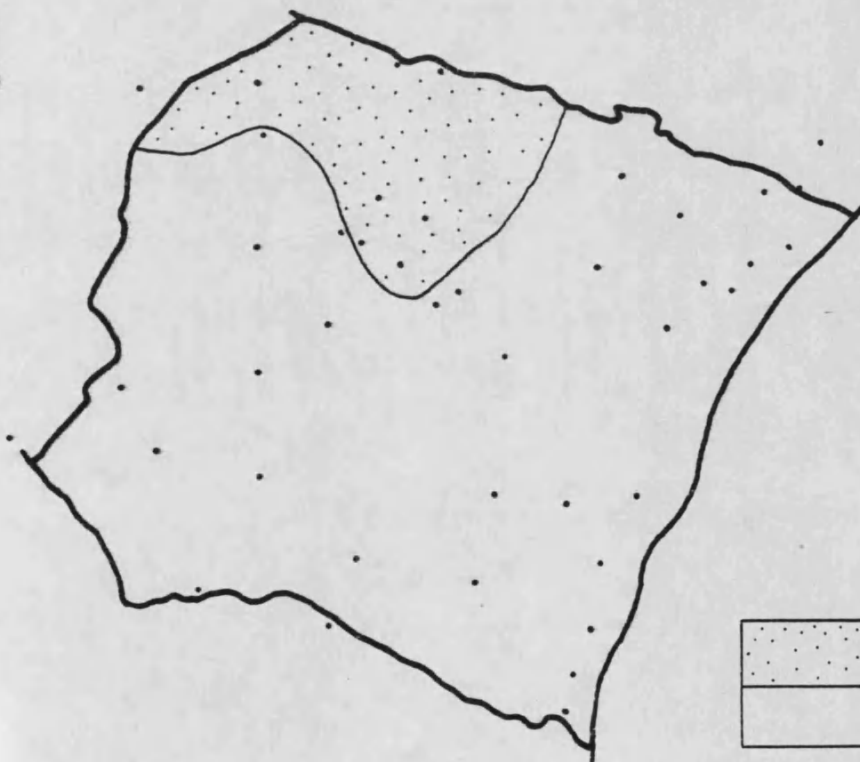
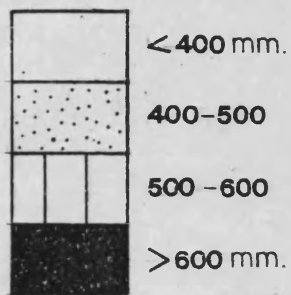
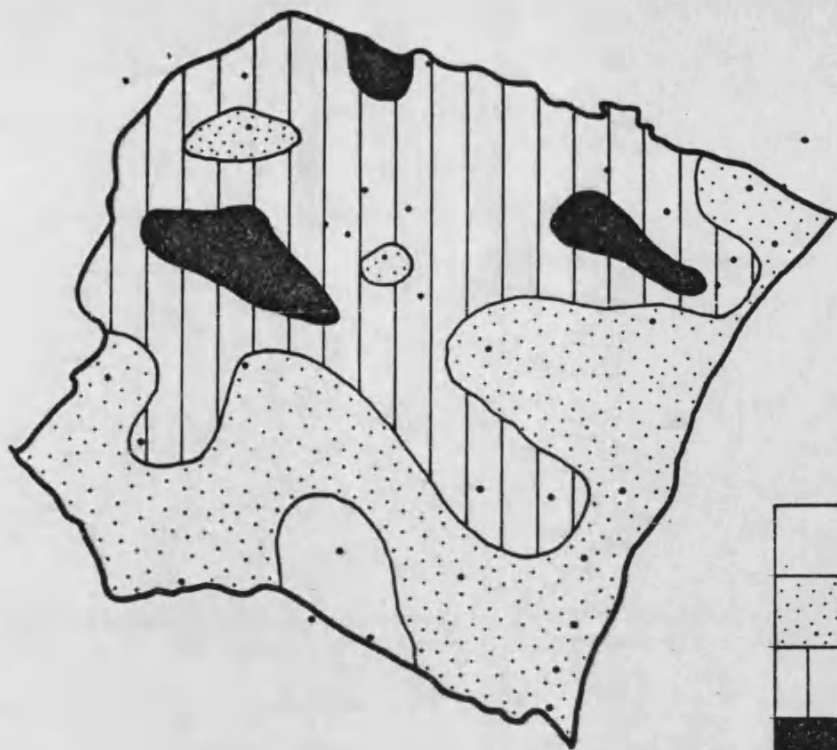
Los datos de precipitaciones, por su parte, han sido reducidos por el método de los cocientes, siguiendo con ello la tendencia habitual en este tipo de operaciones (ver Kunow, Quereda Sala, Pérez Puchal, etc.). Aquí la existencia de bastantes observatorios con series de precipitaciones completas o casi completas, ha permitido realizar las reducciones dentro de límites espaciales más reducidos (ver fig. 8.2). Ello permite realizar unas reducciones más fiables al disminuir los inconvenientes derivados de la mayor variabilidad espacial de las precipitaciones.

8.1.2 Las precipitaciones.

Gran parte de las tierras estudiadas tienen un carácter subhúmedo si atendemos a la sencilla clasificación de BLAIR (1942), si bien algunos sectores sólo alcanzan la categoría de semiáridos. La divisoria imaginaria de los 500 mm , que en esta clasificación sirve para distinguir ambas categorías, separa el conjunto de tierras costeras y meridionales, más secas, de las centrales, occidentales y septentrionales, así como de los sectores de relieve costero (fig. 8.3).

A la sequedad de la estrecha faja litoral se añade la producida por el efecto foehn de los vientos





del NW, asociados normalmente a las principales lluvias orográficas en la región del óvalo valenciano. Así, el valle bajo del Palancia constituye un entrante de la franja seca costera debido al efecto de pantalla de la Sierra de Espadán. El sector meridional, por su parte, sufre los efectos de la alineación de Javalambre-Caldeirona (CLAVERO PARICIO, 1977) llegando en algunas cubetas interiores a registrar precipitaciones inferiores a los 400 mm .

A) Variación estacional.

El ciclo estacional de las precipitaciones refleja su dependencia de la fuente de humedad que supone el Mar Mediterráneo. En la mayor parte de observatorios es otoño la estación que registra más precipitaciones. La única excepción es Barracas, pudiéndose tratar de una "avanzadilla" del sector interior peninsular en donde el máximo estacional se da en primavera.

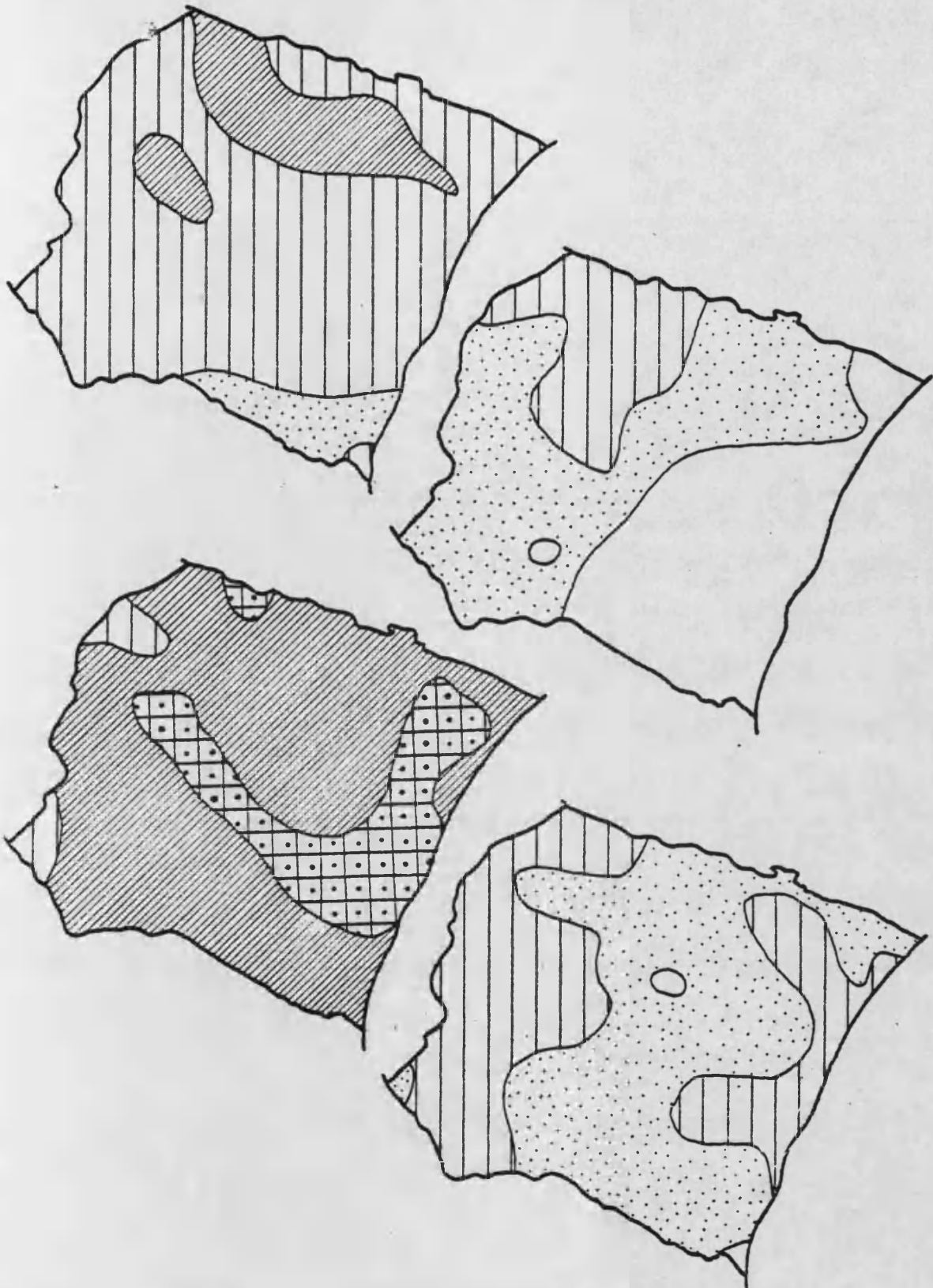
El invierno supone en todos los observatorios un descenso de las precipitaciones respecto al otoño. Este hecho, en el clima mediterráneo, ha sido analizado por muchos autores y por su relevancia ha llegado incluso a ser considerado en algunos manuales de climatología (vgr. BARRY and CHORLEY, 1980). La explicación más común alude

a un incremento de la circulación zonal en invierno respecto a las estaciones equinociales, aunque también puede influir la diferente influencia estacional del agua del mar, especialmente para determinar el primero de los máximos equinociales. La primavera, por su parte, siempre registra en el área más precipitaciones que el invierno, salvo en algunos observatorios, como Massalfassar, en los que se llegan a igualar las medias.

Durante el verano vuelven a establecerse condiciones poco favorables a la génesis de precipitaciones (presencia constante del anticiclón de las Azores sobre la península), siendo el mes de julio el que sufre una mayor penuria. No obstante, durante el final del verano puede llegar a producirse, en algunos sectores del interior, precipitaciones suficientes como para que el mínimo estacional se traslade al invierno; estos sectores son los páramos turolenses y el alto Palancia. Las causas hay que buscarlas más en la efectividad de las tormentas veraniegas en estos sectores del interior que en una especial incidencia de las lluvias de invierno en el resto de sectores.

Estas desigualdades en la ordenación de la importancia de las estaciones son el reflejo, en última instancia, de un reparto estacional de las precipitaciones.

nes bastante desigual. En la fig. 8.4 pueden observarse los valores medios estacionales. Otoño tiene unos gradientes bastante acusados (≥ 200 mm en los relieves costeros y ≤ 100 en observatorios del interior, como Manzanaera). La distribución de las precipitaciones es fiel reflejo de su carácter orográfico; las precipitaciones se centran en los relieves costeros y probablemente en las dos alineaciones montañosas principales. En Javalambre-Calderona la existencia de dos buenos observatorios en el eje de la Sierra (Cueva Santa y Serra) permite apreciar esta distribución; no así en Espadán en el que el único observatorio con cierto interés en este sentido, Eslida, registró observaciones durante poco tiempo (1937-1949) y en un periodo distinto al considerado. Asimismo, puede observarse el efecto de pantalla orográfica que crea Javalambre-Calderona respecto al valle del Turia y cubetas del Villar del Arzobispo y Casinos, especialmente desde Lliria hacia el interior. Este efecto es el argumentado por CLAVERO PARICIO (1977) para explicar, en líneas generales, la sequedad de este sector. Admitiendo su tesis y contrastando la cartografía de isoyetas de otoño con las del resto de estaciones, hay que precisar que el efecto se produce de modo especial y en términos de valores medios en esta época del año.



Las estaciones restantes muestran distribuciones de las lluvias considerablemente diferentes. En verano se registran máximos en el sector de los llanos de Barracas y mínimos en la costa, con una gradación regular entre ambos polos. Este reparto de las lluvias responde a su carácter termoconvectivo predominante.

La primavera registra unas precipitaciones más importantes en el interior que en la costa, permite realizar distinciones entre el interior meridional, más seco y el septentrional, más húmedo, y por último, muestra un influjo orográfico, si bien algo más débil que el de otoño. Las dos primeras características hacen suponer que los flujos predominantes capaces de producir precipitaciones en esta estación son los procedentes del NW, correspondiendo a tormentas de origen frontal.

El invierno, por su parte, tiene una distribución aparentemente anómala: si se exceptúan los máximos condicionados por la orografía, las dos áreas de mayor precipitación son la franja costera y el interior. Estos rasgos hacen pensar en una génesis mixta, al coexistir en esta estación los temporales de levante que singularizan el otoño y las precipitaciones asociadas a frentes procedentes del W que, hasta el final de la primavera, barren regularmente la región.

Con todo, es preciso destacar la notable componente orográfica en la distribución de las precipitaciones: en otoño son los relieves costeros los que acusan en mayor medida este carácter. En invierno y en primavera son las dos alineaciones montañosas de orientación ibérica. Únicamente el verano, por el tipo de precipitación predominante, escapa a esta consideración. La necesidad de este refuerzo orográfico ya ha sido suficientemente señalado para el tipo de temporales de Levante (PEREZ y ARMENGOT, 1983; GIL OLCINA, 1983); la necesidad -o conveniencia- en el caso de los temporales de origen frontal se debe, seguramente, al hecho de que llegan notablemente debilitados al área levantina de la península Ibérica, tal como señala, entre otros, FERNANDEZ GARCIA (1980).

B) Variación interanual.

Otro aspecto que debe considerarse si se quiere profundizar en el estudio de las precipitaciones es el de su variación interanual. Es esta, sin embargo, una de las características más analizadas; por ello, destacar en este momento la gran variabilidad del total anual de unos observatorios en el seno del clima mediterráneo occidental no aporta nada nuevo y llega, incluso, a ser un tópico. Por tanto, aquí se expondrán únicamente los

datos existentes para los observatorios considerados (fig. 8.5 a-f) y se limitarán las apreciaciones a la variación espacial del fenómeno.

En el cuadro 8.III, se señalan los valores máximos y mínimos de la serie en el conjunto de observatorios. Estos valores, especialmente los mínimos, pueden estar influidos por errores de medición o de registro(1). La oscilación máxima del periodo también sufre este defecto de base, y en algunos casos, si llegan a aunarse una infraestimación del mínimo y una sobreestimación del máximo, el error llega a ser mayor que el de los propios datos a partir de los cuales se calcula. Este conjunto de valores, además, presenta otro tipo de problemas que dificulta el que sean utilizados en comparaciones entre observatorios: uno deriva de la misma heterogeneidad de las series; otro, de las diferencias en cuanto a la cantidad media registrada en cada uno de los observatorios.

Por ello, a efectos de elaborar una cartografía que intente plasmar las diferencias locales de irregularidad interanual se han considerado únicamente los valores del coeficiente de variación (ver cuadro 8 IV y fig 8.6).

(1) La experiencia en el trabajo directo con datos climáticos nos permite señalar que uno de los errores de registro más frecuentes es el de anotar uno o varios meses con ausencia de precipitaciones en lugar de con ausencia de datos, lo cual influye decisivamente en el total anual. En algunos casos puede convalidarse un mes sin precipitaciones por comparación con los observatorios carcanos, pero esto no siempre es factible.

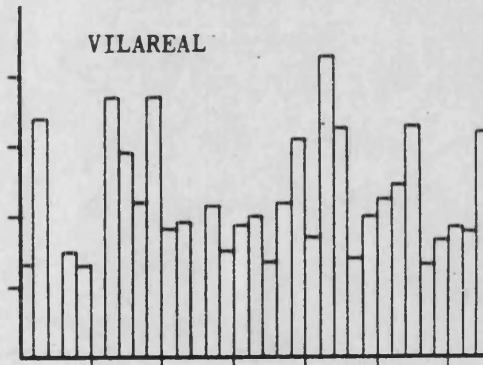
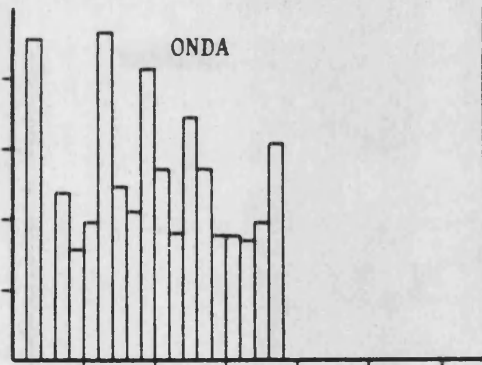
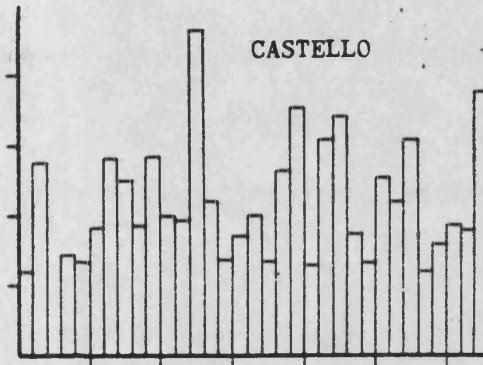
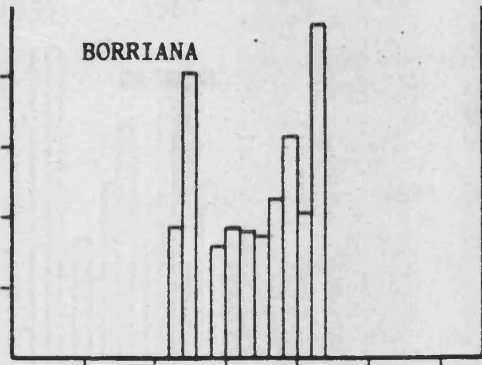
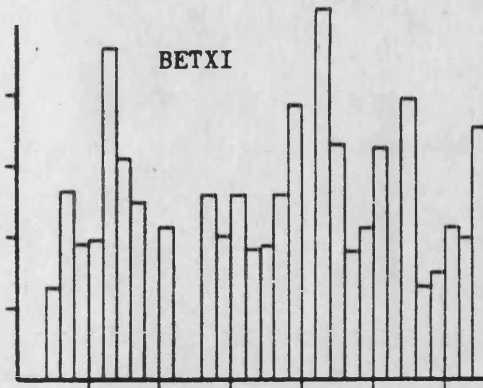
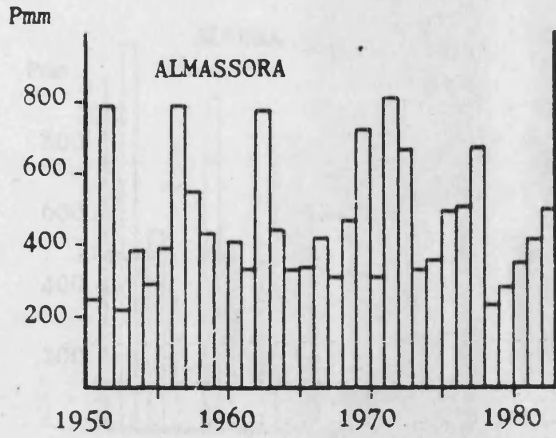
CUADRO 8.III

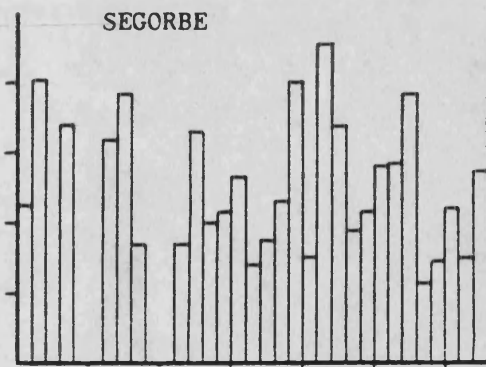
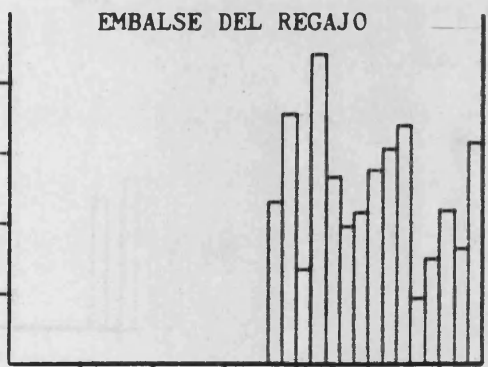
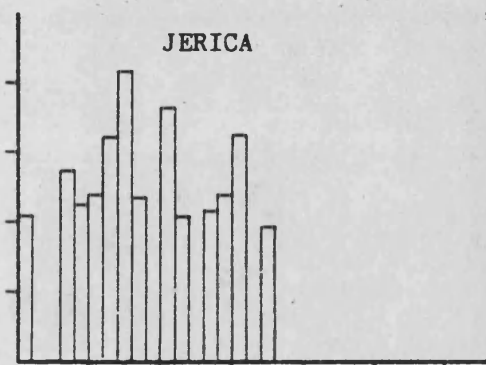
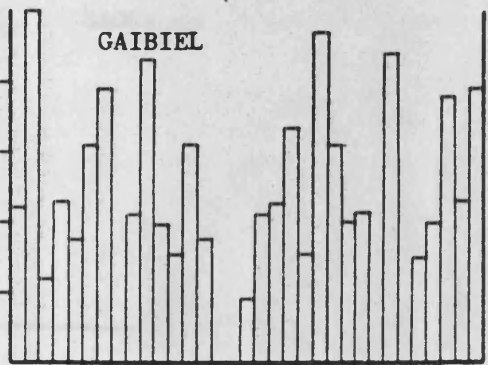
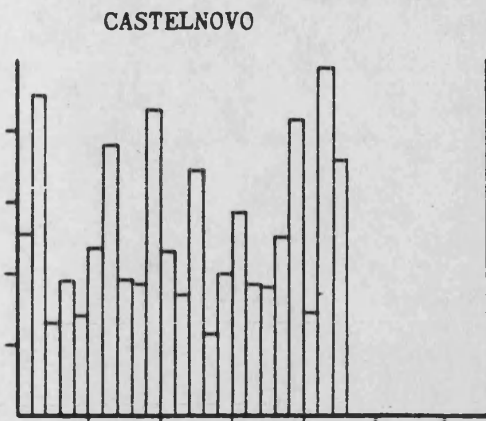
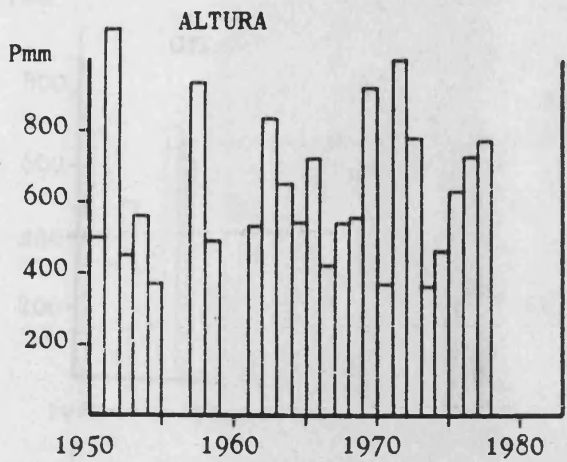
Valores máximos y mínimos de precipitación total anual.

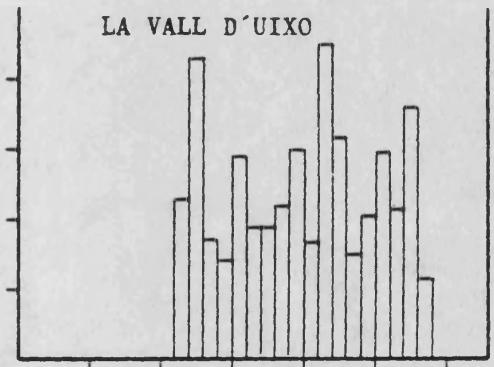
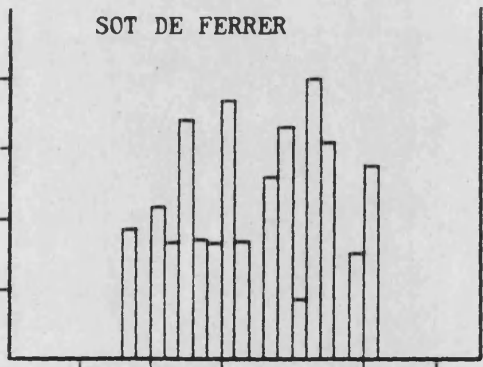
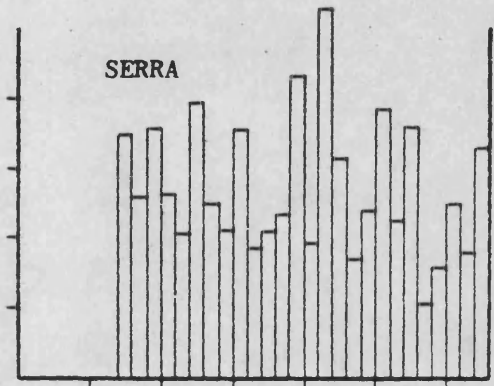
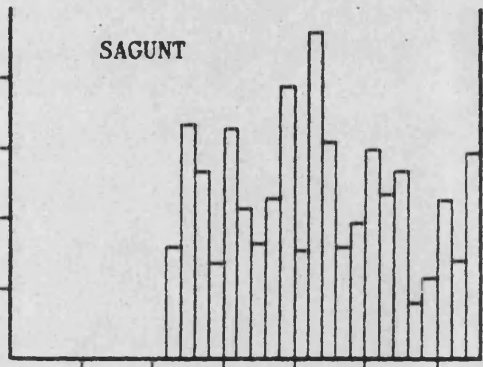
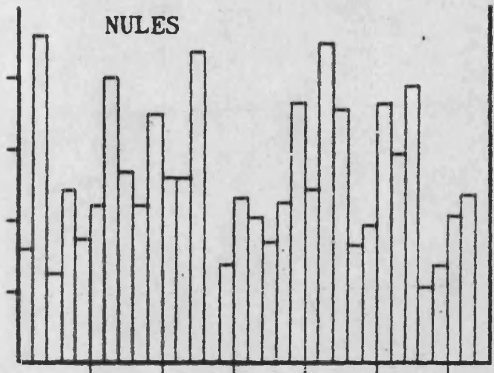
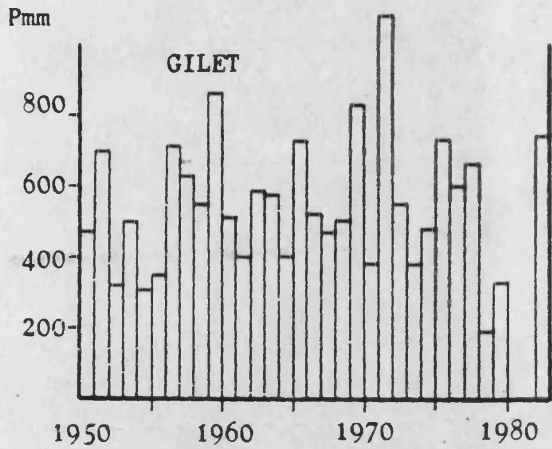
completa

Nombre observatorio	nº años completos	Q año máxi.	año	Q Año mínim.	año	oscilación QM-Qm
Alcublas	33	948'9	1951	232'3	1977	716'6
Almassora	32	811'1	1971	217'3	1952	593'8
Altura	24	1081'6	1951	126'6	1978	955
Arañuel	10	756'5	1972	253	1978	503'5
Barracas	33	942'4	1959	122'5	1979	819'9
Betxí	27	1041'7	1971	255'4	1952	786'3
Bejís	9	974	1957	332	1978	642
Bugarra	23	755'2	1962	202'6	1954	552'6
Borriana	10	948'8	1971	318	1964	630'8
Castelnovo	23	896'7	1951	230'7	1963	666'0
Castelló	32	933'2	1962	239'8	1978	693'4
Chelva	33	632'6	1957	209'4	1978	423'2
Embalse del Regajo	15	875'8	1971	190'8	1978	685
Gaibiel	28	1001'1	1951	178'6	1966	622'5
Gilet	31	1075	1971	187'6	1978	887'4
Higueruelas	5	587'4	1975	239'5	1978	347'9
Jérica	13	927'7	1957	421'9	1950	405'8
Llíria	12	616'7	1971	140'4	1978	476'3
Manzanera	28	884'6	1951	281	1952	603'6
Massalfassar	26	730'5	1971	138	1978	592'5
Montanejos	9	673'8	1972	225	1978	448'6
Nules	31	922'2	1951	209'4	1978	712'8
Onda	17	930'7	1956	306	1954	624'7
Puçol	12	1016'5	1971	134'0	1978	882'5
Ribarroja	13	782'7	1971	98'8	1978	683'9
Sagunt	22	932'7	1971	232'3	1979	700'4
San Agustín	28	874'0	1957	278'4	1953	595'6
Segorbe	28	905	1971	277	1966	628
Serra	26	1053'7	1971	209'4	1978	844'3
Sot de Ferrer	15	802'5	1971	173	1970	629'5
Valencia	33	924'8	1971	182'2	1978	742'6
Vall d'Uixó, la	18	896'2	1971	226	1978	670'2
Villar del Arzobispo, el	32	818'2	1951	223'1	1978	595'1
Vila-real	30	862'3	1971	259'3	1950	603
Vila-real (Perona)	5	772'5	1977	232'0	1979	540'5
Vilavella	5	767'3	1977	236'5	1981	530'8
Viver	26	976'3	1971	280	1981	696'3

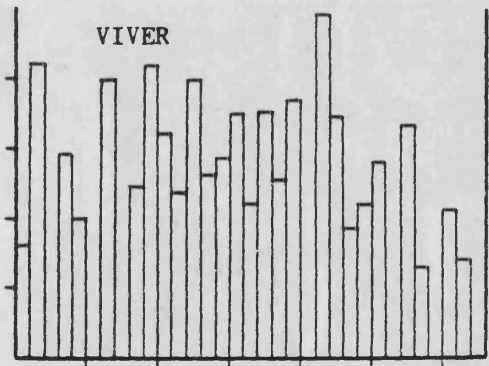
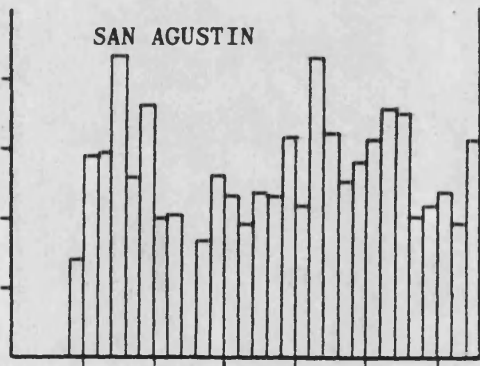
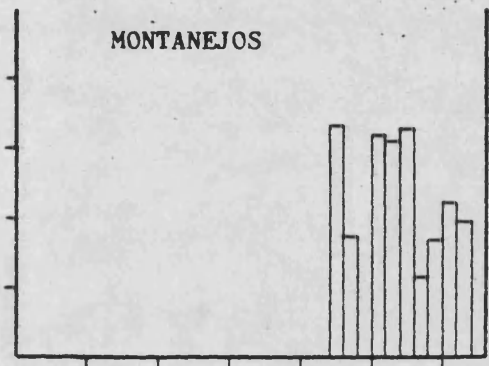
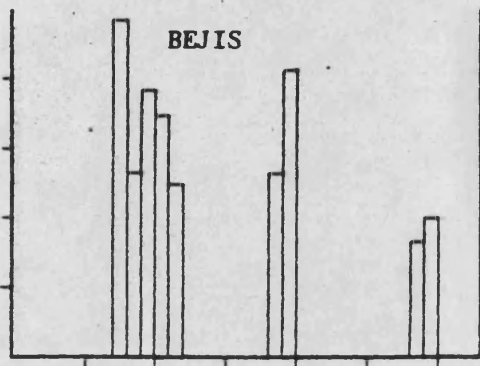
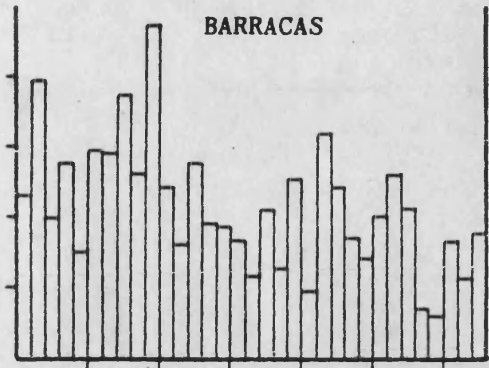
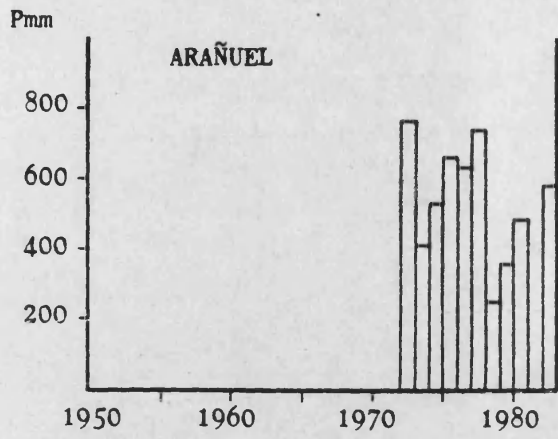
γ.5 a





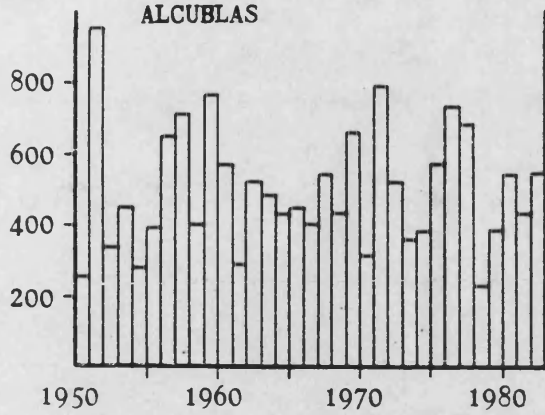


8.5.d.

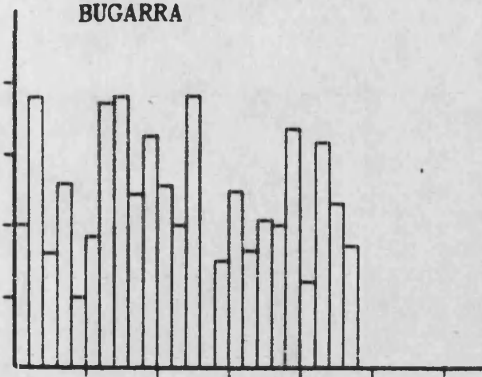


Pmm

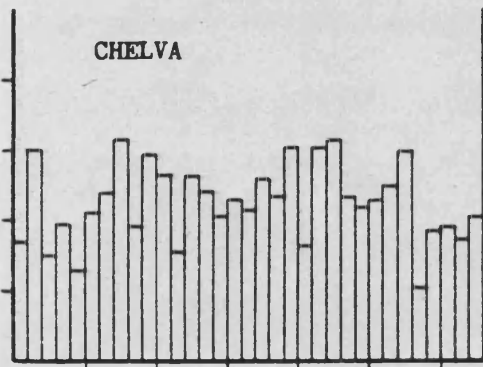
ALCUBLAS



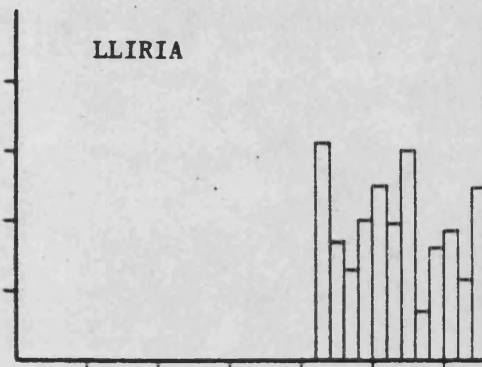
BUGARRA



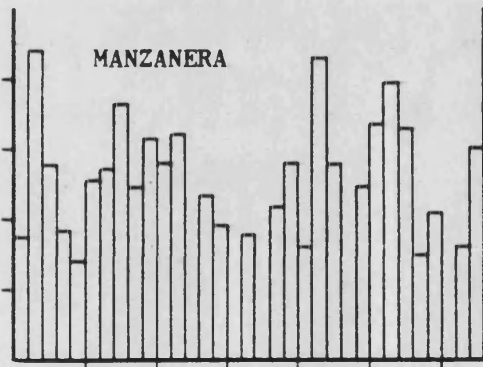
CHELVA



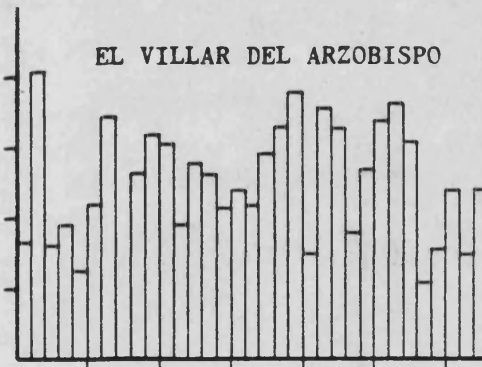
LLIRIA



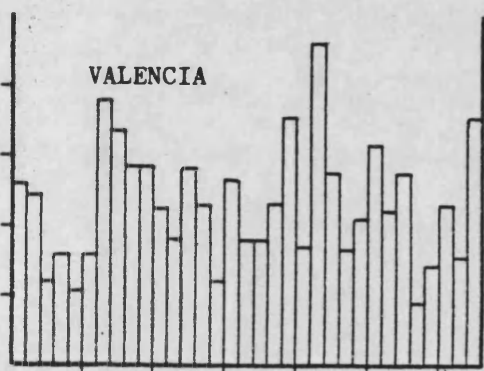
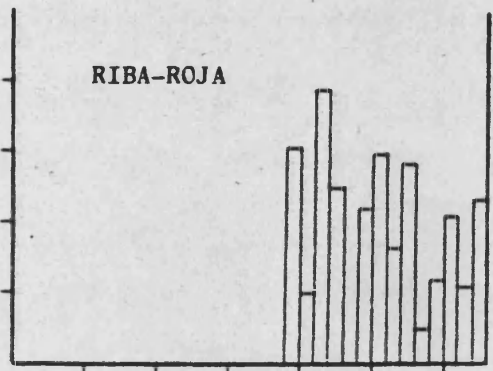
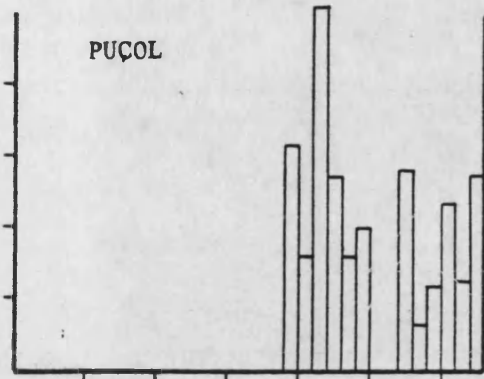
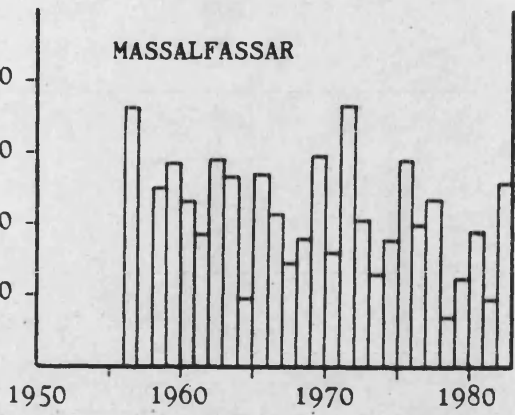
MANZANERA



EL VILLAR DEL ARZOBISPO



Pmm



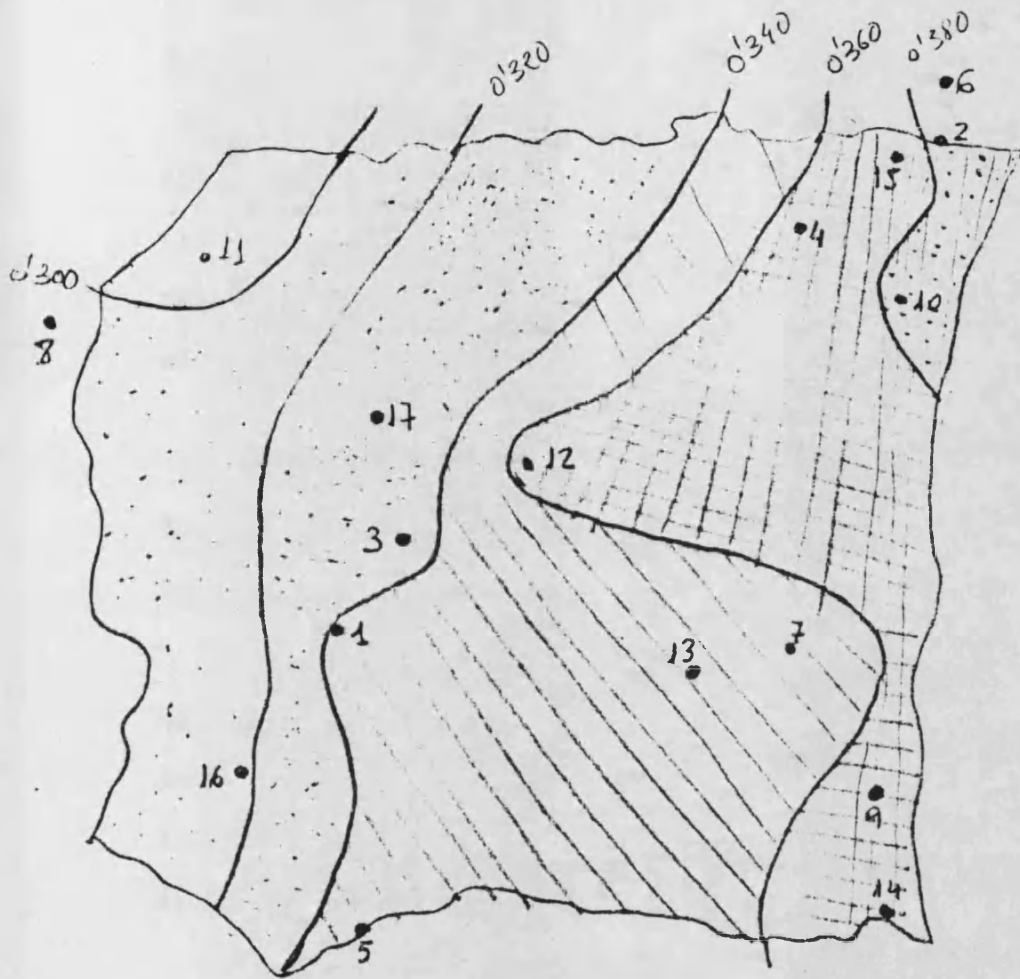
CUADRO 6.V

Media, desviación típica y coeficiente de variación de las precipitaciones totales anuales.

Nº	Observatorio	n	σ	\bar{x}	σ/\bar{x}
1	Alcublas	33	496'60	171'16	0'344
2	Almassora	32	456'49	178'24	0'390
3	Altura (Cueva S.)	24	631'02	209'62	0'332
4	Betxí	27	525'48	197'11	0'375
5	Bugarra	23	483'49	172'68	0'357
6	Castelló	32	443	171'69	0'387
7	Gilet	31	550'70	189'24	0'343
8	Manzanera	28	526'75	165'96	0'315
9	Massalfassar	26	428'03	155'84	0'364
10	Nules	31	519'54	202'92	0'390
11	San Agustín	28	533'29	150'20	0'281
12	Segorbe	28	512'41	190'52	0'371
13	Serra	26	550'40	197'32	0'358
14	València	33	462'78	172'73	0'373
15	Vila-real	30	454'80	169'23	0'372
16	Villar d. Arz.	32	504'77	160'92	0'318
17	Viver	26	578'48	190'88	0'329

C) La variación interanual de las precipitaciones mensuales.

Los datos de precipitación mensual ofrecen todavía una variabilidad mayor que los anuales. Este hecho condiciona el que no pueda trazarse con rigor un ritmo anual de las precipitaciones o que, al tomar valores medios, no corresponda totalmente con lo sucedido año a año. Para soslayar estos problemas y mejorar el análisis del ritmo anual de las precipitaciones se ha aplicado un método estadístico que permita calcular, con un grado de error admisible, el total mensual de precipitación esperable para unas probabilidades de recurrencia prefi-



ESCALA

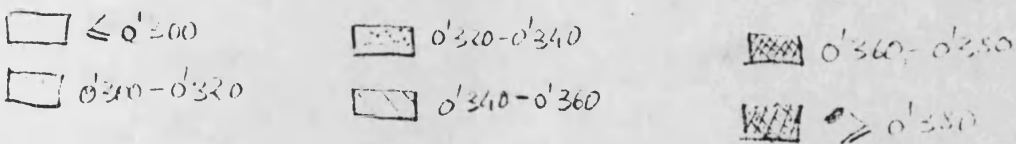


Fig. 6.6

Distribución del coeficiente de variación de las precipitaciones totales anuales.

(Se observa que la irregularidad es mayor en la costa que en el interior. Así mismo, el gradiente costa-interior es mayor en el sector norte del área.)

- 1) Suelitas 2) Almarrón 3) Altuna (Luzán-Santa)
 4) Etxe 5) Eugenia 6) Castelló 7) Gillet 8) Mazarón
 9) Mazarón 10) Nules 11) San Esteban 12) Santa
 13) Santa 14) Valencia 15) Vila-real 16) Villos del Arzobispo
 17) Viver

jadas. Este método es expuesto por BERNABE MAESTRE y MATEU BELLES (1976) y aplicado por MATEU BELLES (1982, pp. 25-33) al N de esta región; dado que la distribución de frecuencias de los totales mensuales dista mucho de asemejarse a la curva normal, estos autores utilizan para el ajuste de los datos, curvas Γ incompletas.

En la utilización del método que realiza MATEU BELLES (1982) se extraen, entre otras, estas interesantes conclusiones:

- En el N del País Valenciano pueden definirse hasta tres áreas con matices destacables en el ritmo anual de las precipitaciones (litoral y prelitoral de Castelló, litoral y prelitoral de Tortosa y área de montaña) y un área de transición.

- Se observa claramente que la primera parte del año (enero-julio) es menos irregular que la segunda.

- El mes de septiembre y el de diciembre tienen desigual comportamiento según áreas: septiembre llega a igualarse con octubre a niveles altos de probabilidad de recurrencia en el área litoral septentrional, mientras que diciembre adquiere mayor beligerancia en el área montañosa interior.

- Enero y julio suelen ser los meses bisagra en los que se interrumpen las tendencias predominantes en

la secuencia.

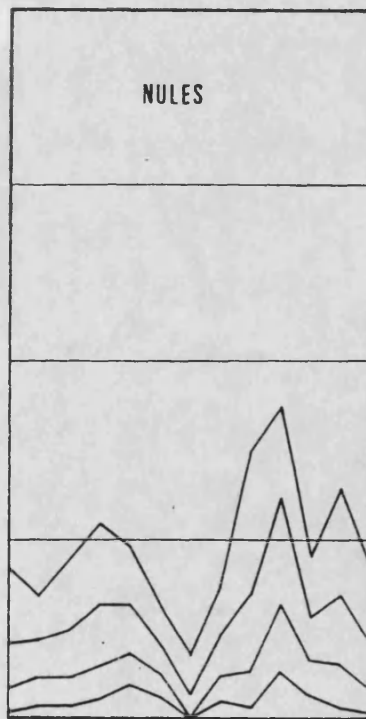
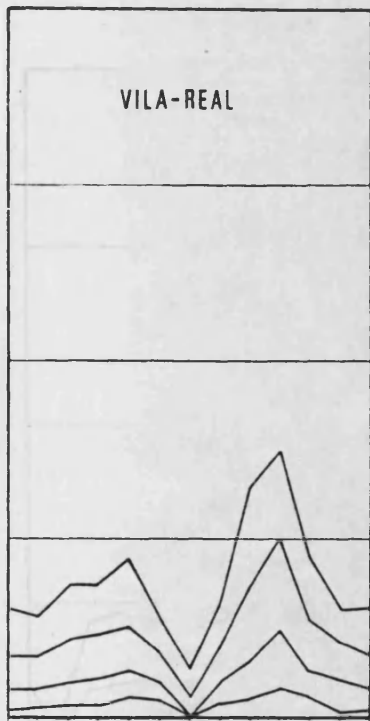
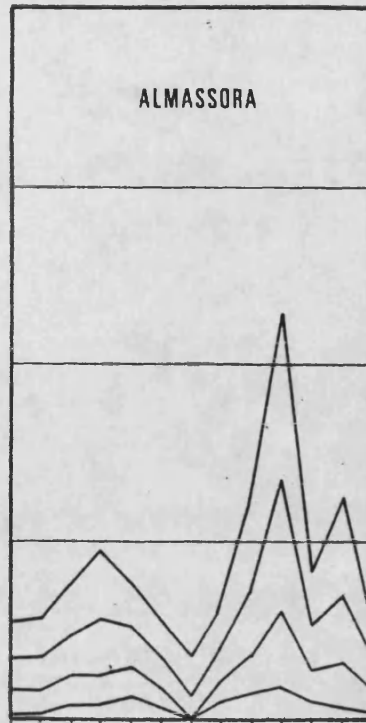
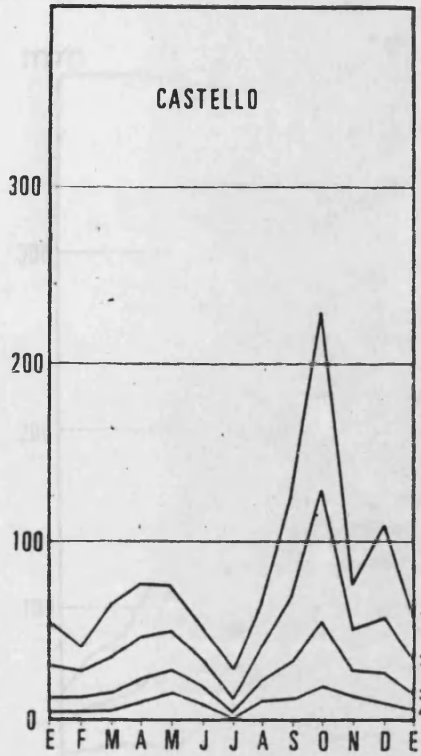
Estas consideraciones sirven perfectamente de punto de partida y de contraste para nuestro análisis de variabilidad de las precipitaciones mensuales. Las dificultades de comparación inherentes al hecho de utilizar series distintas apenas son relevantes dadas las similitudes de los periodos (1); en todo caso se comprueba cómo con mayor número de años se mantienen las tendencias y valores absolutos a la vez que disminuye ligeramente el porcentaje de error. Los resultados de los diferentes observatorios, agrupados según criterios de similitud, se ofrecen en las figs. 8.7 a-f . A partir de ellas puede extraerse las siguientes consideraciones:

a) La evolución de las precipitaciones esperadas no es homogénea si comparamos los diferentes niveles de probabilidad. Así, los observatorios con fuerte torrencialidad en otoño (observable a niveles del 75% y 90%) pueden tener unas lluvias primaverales superiores a las de otoño a nivel del 25%. Ello obliga a que cualquier puntualización que se haga tenga que referirse a un nivel de probabilidad determinado.

(1) MATEU BELLES (1982) analiza para cada observatorio el periodo comprendido entre su puesta en funcionamiento -excepto Tortosa y Castellón- y 1975.

mm

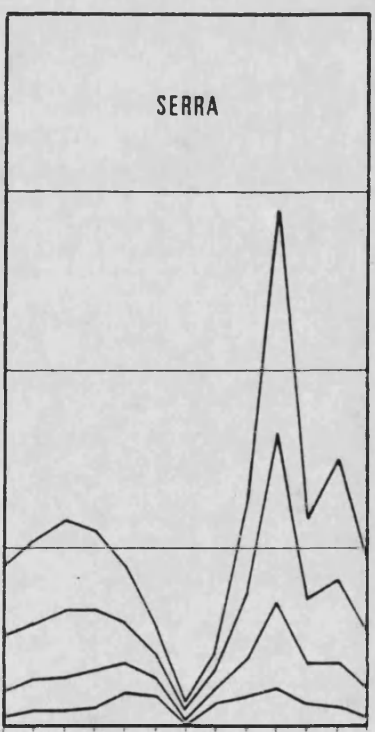
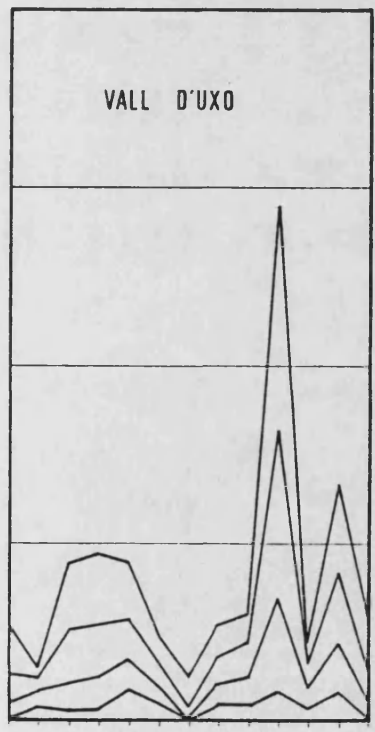
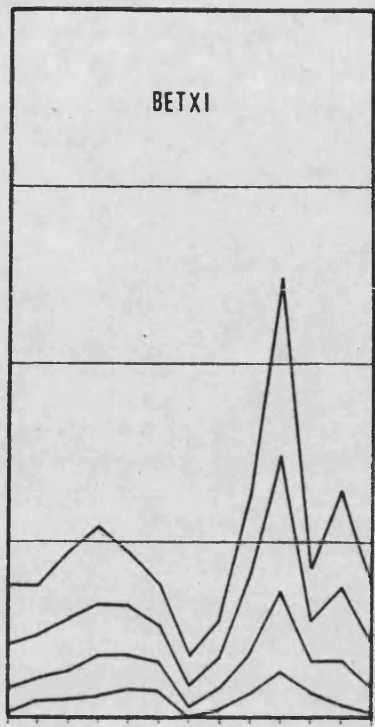
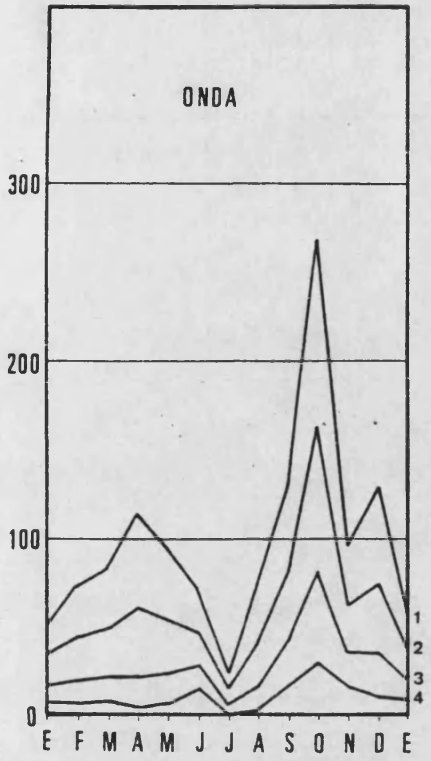
a



22 → 16

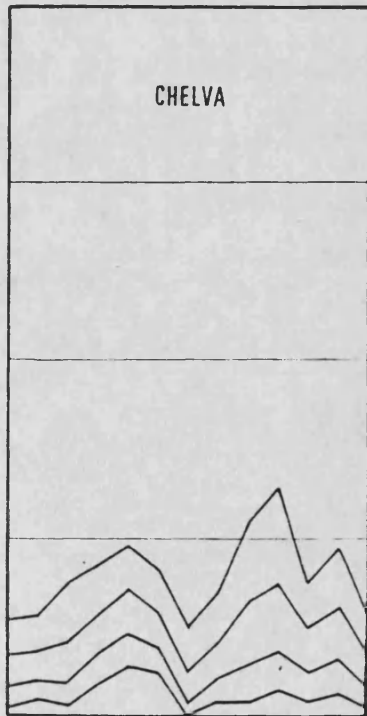
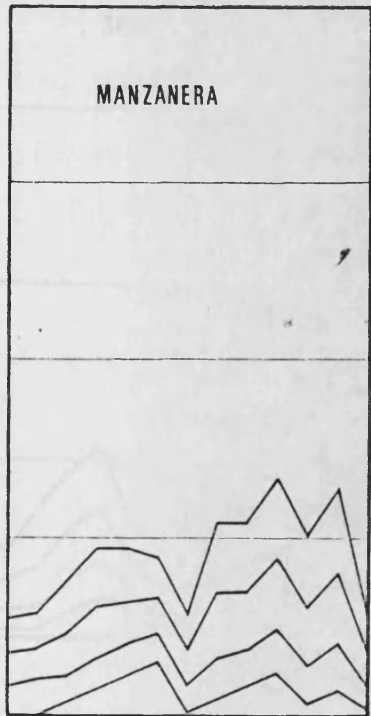
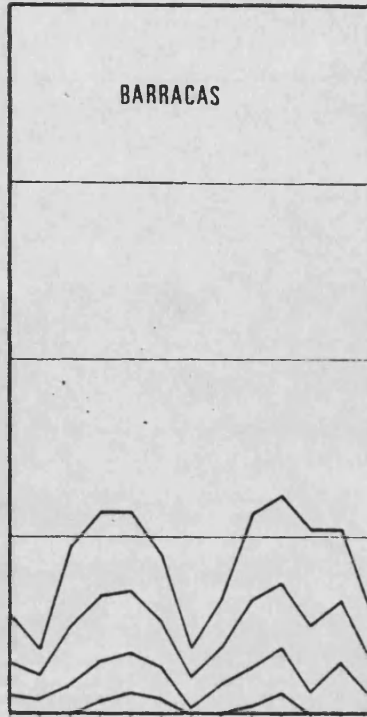
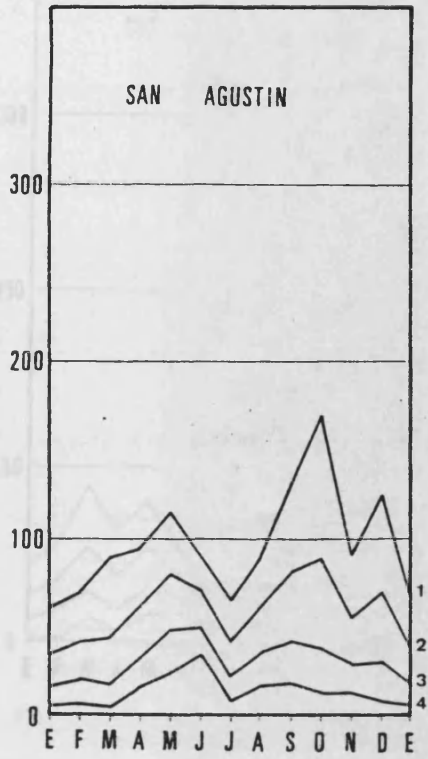
mm

(b)



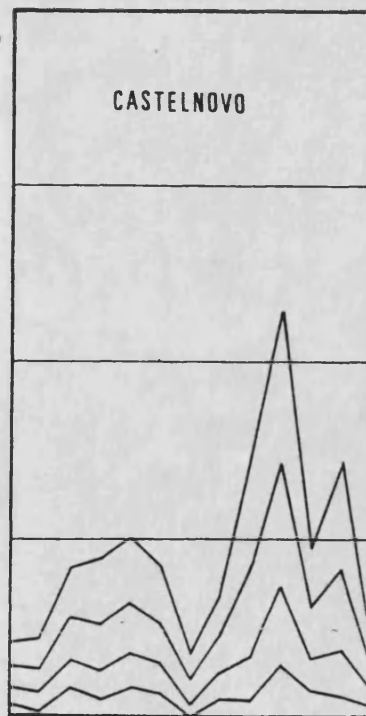
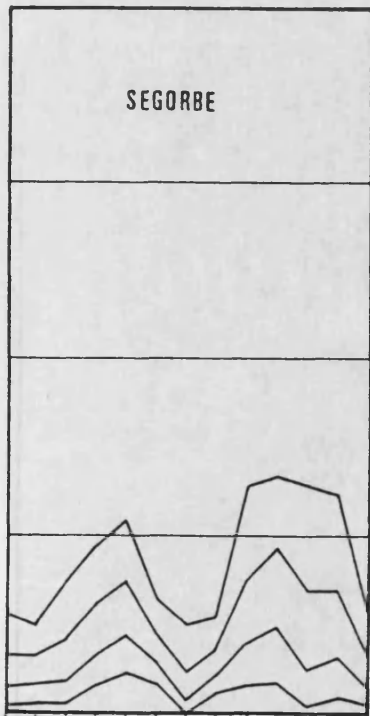
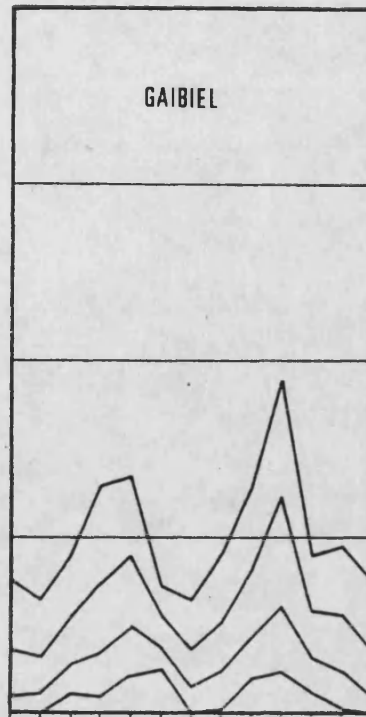
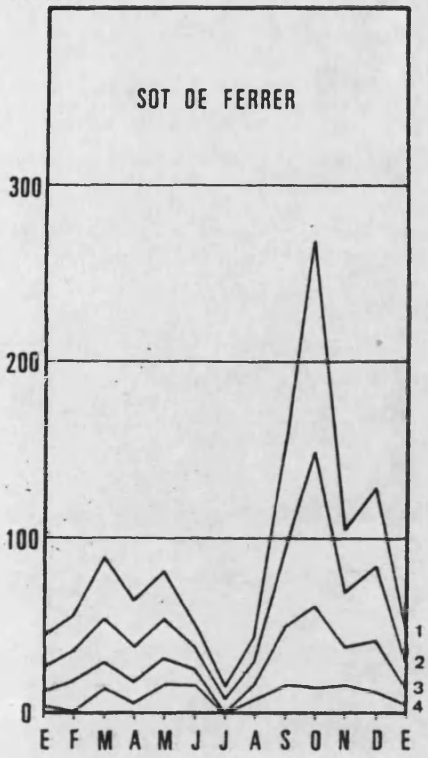
mm

(C)



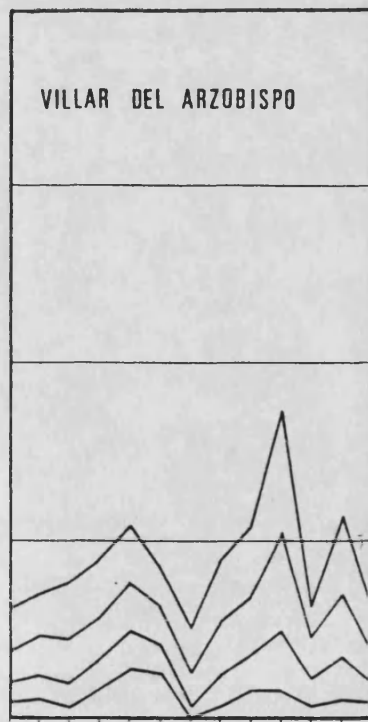
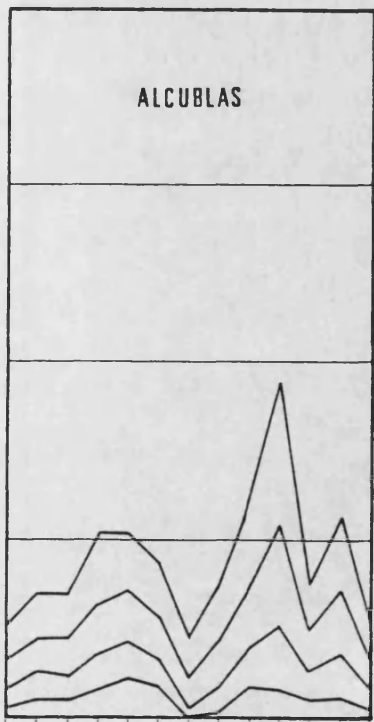
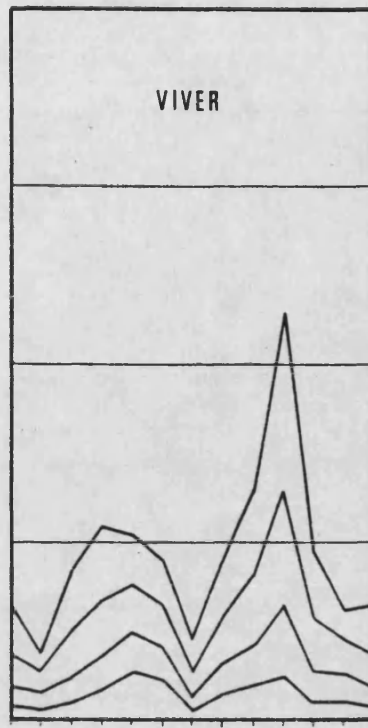
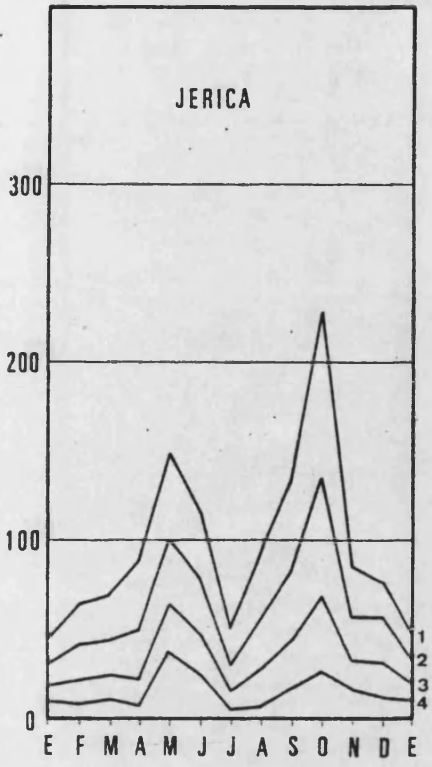
mm

d



mm

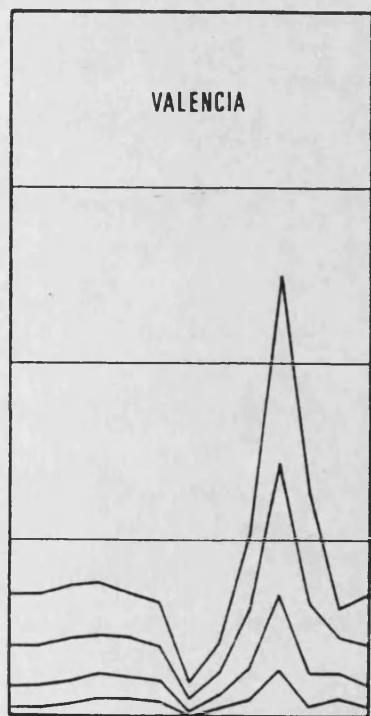
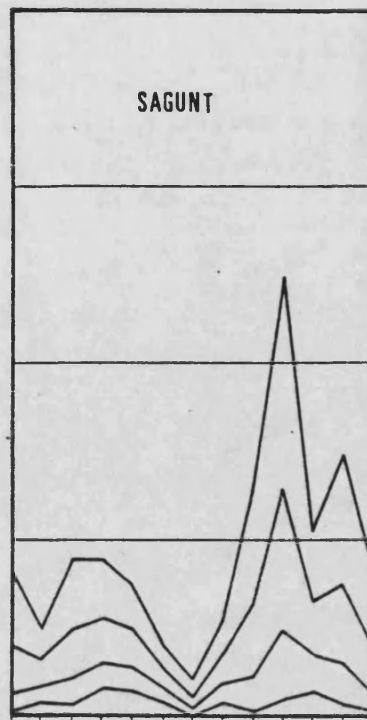
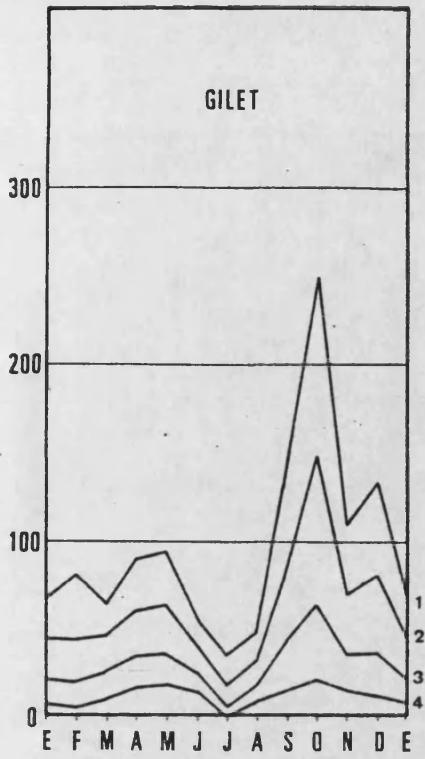
e



20-4-16

mm

f



27 → 16

b) En general, el incremento de precipitación por unidad de probabilidad es mayor en otoño que en primavera en todos los observatorios, lo que corrobora la afirmación sentada por MATEU BELLES (1982) de que esta segunda estación tiene unas precipitaciones mensuales más regulares.

c) Con un nivel de probabilidad del 25% -precipitación esperada por término medio en uno de cada cuatro años- casi todos los observatorios tienen como valor, en algunos de los meses centrales del verano -julio y agosto-, la ausencia de precipitaciones; Jérica, Viver, San Agustín y Manzanera son las excepciones y constituyen el núcleo de un área que desde otras perspectivas de análisis tienen un comportamiento climático diferenciado. Esta área es, por tanto, la de mayor probabilidad de formación de tormentas convectivas veraniegas.

d) Con un nivel del 90% -precipitación esperada por término medio en uno de cada 10 años- y considerando el mes más seco del verano, pueden destacarse aquellos observatorios en los que la efectividad pluviométrica de las tormentas veraniegas es mayor; los observatorios que superan los 50 mm son San Agustín, Gaibiel y Manzanera y los que se sitúan en torno a los 50 mm son Segorbe, Jérica, Viver, Alcublas, el Villar del Arzobispo y Chelva. En el resto de observatorios -sector costero- es

muy difícil que las tormentas veraniegas que se producen en los meses más secos lleguen a ser claramente torrenciales. No obstante, septiembre puede llegar a adquirir aquí mayor beligerancia incluso que en el sector interior. Barracas es, desde estas perspectiva de análisis un observatorio anómalo al esperar tan solo unos 40 mm, muy por debajo de los registros cercanos,

e) A nivel del 90% de probabilidad y considerando los meses más torrenciales -normalmente octubre- pueden matizarse varios comportamientos:

- las cantidades de precipitación esperadas alcanzan sus valores máximos en los observatorios de los primeros relieves montañosos (la Vall d'Uixó, Serra, Onda, Betxí, Gilet, Sagunt).

- otros observatorios con valores elevados están situados en la costa (Castelló, València, Almassora) o en el valle medio del Palancia (Castelnuovo y Sot de Ferrer). Algunos observatorios de dichas áreas no presentan estas características: Vila-real y Nules, dada su proximidad y semejanza de comportamiento climático pueden indicar un microclima costero en el cual la torrencialidad de octubre no es tan acusada, si bien no puede desdeñarse la ocurrencia de anomalías de registro de los valores máximos; en Segorbe, por el contrario, parece ser que el cambio de comportamiento es debido a la existencia de

un umbral climático que integra esta localidad con las del alto Palancia y llanos de Barracas, y a Castelnovo y Sot de Ferrer con las del sector costero ya que, desde otras perspectivas de análisis, sucede lo mismo.

- otros observatorios tienen un máximo señalado en octubre, pero en ellos son también importantes -entre 100 y 150 mm- las lluvias que pueden llegar a alcanzarse en el mes más lluvioso de la primavera (Gaibiel, Alcublas, el Villar del Arzobispo, Jérica y Viver).

- por último, en algunos observatorios llegan a igualarse los valores esperados en los meses centrales de primavera y otoño; son Segorbe, Barracas, San Agustín, Manzanera y Chelva, y tienen un comportamiento en cierto modo equivalente al de algunos observatorios del "área de montaña" definida por MATEU BELLES (1982), como Bena-sal o Fredes.

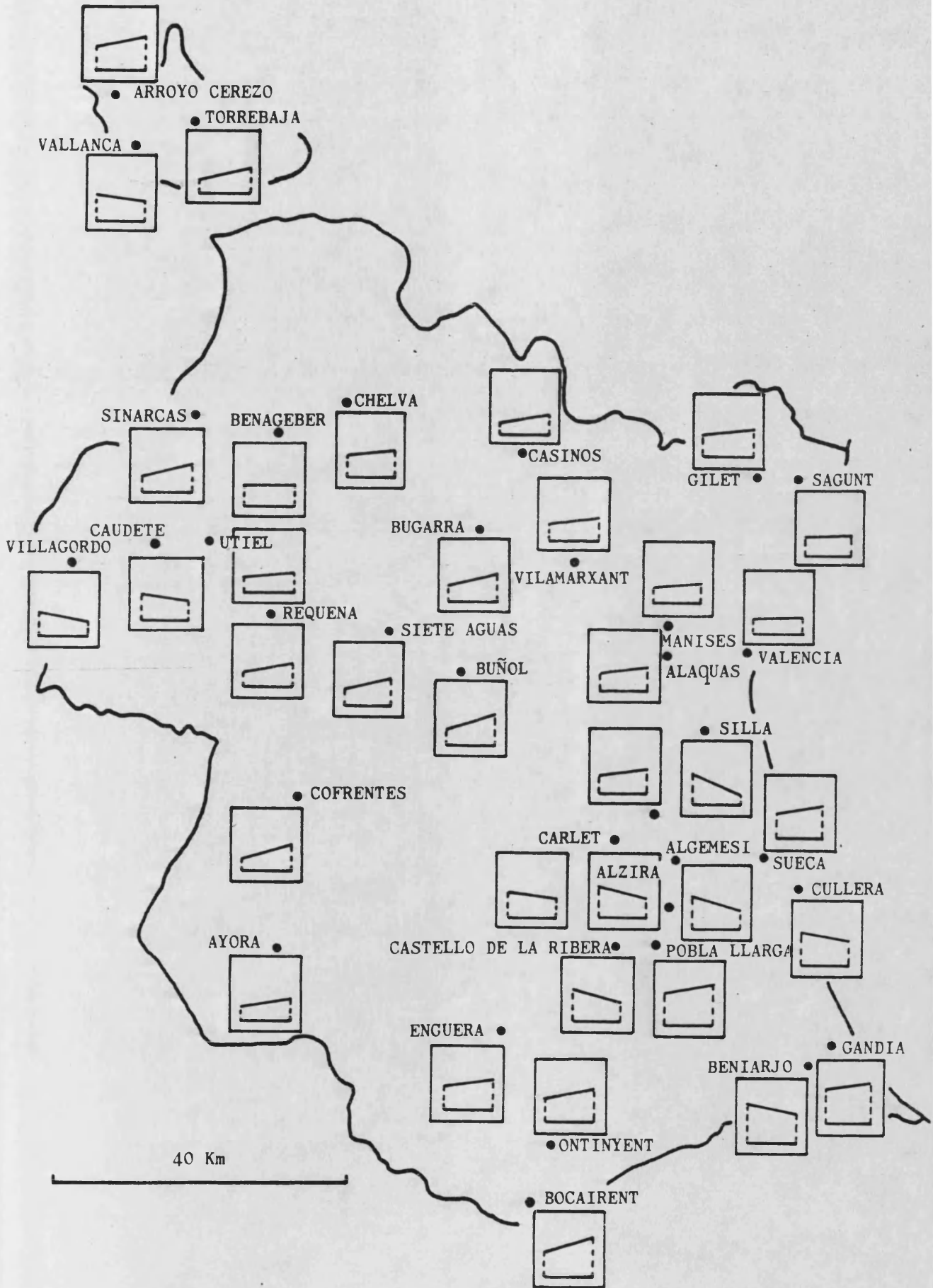
f) Queda por destacar un aspecto importante de las recurrencias de totales mensuales que debe ser analizada a diferentes niveles simultáneamente; este aspecto es el del comportamiento del mes de diciembre respecto al de noviembre y es un problema característico de evolución o ritmo anual de las precipitaciones mensuales. En la fig. 8.8 considerando los valores medios mensuales, puede observarse cómo en el SE de la región el mes

de diciembre tiene valores inferiores a los de noviembre, hecho que no sucede en el resto del área, especialmente hacia el N . Parece tratarse a escala regional de una influencia latitudinal, ya que en otros observatorios situados al S (fig. 8.8) las precipitaciones de diciembre también igualan o llegan a ser inferiores a las de noviembre.

Desde las perspectivas de las recurrencias puede matizarse el peso de los elementos que configuran este hecho:

- en general, hasta el nivel del 50%, los observatorios tienen valores semejantes en noviembre y diciembre; sólo en algunas pocas áreas como la Vall d'Uixó, el sector interior de la provincia de Valencia, -el Villar del Arzobispo y Alcuéblas-, o el sector Norte -Manzanera y Barracas- el mes de diciembre ya es claramente superior a noviembre; en otros puede llegar, incluso, a cambiarse la tendencia:

- por otra parte, a niveles de recurrencia elevados (75% y 90%), en la mayor parte de observatorios se disparan los valores de diciembre. Ello indica que en bastantes años, las lluvias de noviembre no difieren substancialmente de las del mes siguiente, pero en los años restantes la torrencialidad de diciembre es más acusada.



Las excepciones señaladas se diferencian en algunos aspectos: en el alto Palancia (Jérica, Viver, Segorbe, Gaibiel) es determinante la escasa beligerancia del mes de diciembre; en València, y probablemente en algunos observatorios litorales y prelitorales del sur de su provincia, se añade a esto la gran beligerancia del mes de noviembre.

8.1.3 Las temperaturas.

Este elemento del clima es bastante menos notable que el analizado anteriormente. Su importancia geomórfica directa radica principalmente en su carácter oscilatorio, tanto a nivel anual como diario. La magnitud de estas oscilaciones es escasa en el marco climático mediterráneo y en el marco geográfico de litoral en que se encuadra este trabajo. Particularmente insignificantes son las oscilaciones de las máximas y mínimas diarias del año, cuyos valores están entre los 35 y 40 grados (ver cuadro 8.V).

Estas oscilaciones máximas medias son más importantes en el interior, pero en conjunto, y sobre todo en la costa, se hallan muy atenuadas por la influencia del mar, lo que las convierte en un factor geomórfico poco relevante.

Las oscilaciones diurnas pueden llegar a ser más operantes dado que en el roquedo pueden ocasionar roturas

CUADRO 8.V

Oscilación térmica anual

Nombre	años	T	t	T-t
Abejuela	7	34,0	-9,8	43,8
Almàssera	8	37,2	-0,3	37,5
Benagéver	18	38,2	-5,7	43,9
Betxí	13	36,6	0,0	36,6
Borriana	10	33,4	-2,8	36,2
Bugarra	19	40,9	-2,3	43,2
Casinos	7	37,6	-1,6	39,2
Castelló	30	34,2	-1,0	35,2
Chelva	17	38,4	-4,7	43,1
Eslida	17	34,2	-1,7	35,9
Gilet	20	35,5	-1,5	37
Marises	27	38,6	-2,6	41,2
Onda	16	36,0	-2,5	38,5
Sagunt	5	33,5	-2,5	36
Segorbe	26	36,4	-2,2	38,6
València	33	36,5	-1,3	37,8
Vall d'Uixó,la	10	34,3	-2,1	35,4
Vilamarxant	11	38,5	-3,7	42,2

T: media de las máximas diarias de cada año; t: media de las mínimas diarias de cada año.

por mecanismos de dilatación y contracción y de expansión de las moléculas de agua al convertirse en hielo. Estos dos mecanismos presentan la dificultad de saber cuál es su incidencia real y su efectividad y para ello han sido realizados pocos estudios experimentales hasta el momento. Un método deductivo a partir de los datos de temperaturas de observatorios convencionales no puede ser aplicado con rigor, dadas las profundas variaciones experimentadas por las temperaturas junto al suelo. Según GANDIA GOMAR (1977

p.15 y 25) la oscilación de la temperatura junto al suelo es mayor que la registrada en garitas meteorológicas y puede alcanzar el doble en meses de verano; por otra parte, hay que considerar la influencia de la vegetación, que puede reducir notablemente esta oscilación debido a su absorción y emisión de radiación.

Otro de los interrogantes se refiere a la profundidad de la capa superficial afectada. En este sentido hay que destacar los trabajos de QUEREDA SALA (1977,1979 y 1982,a) o GANDIA GOMAR (1977); ambos señalan la escasa profundidad de la capa con oscilación térmica notable ya que a unos 25 cm puede ser inferior al 10% de la producida en superficie.

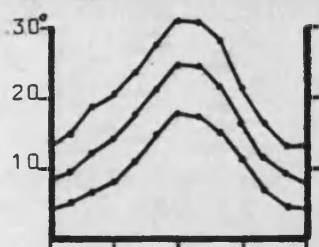
Con todo, el principal problema de índole geomórfica es el de la efectividad de los mecanismos generados por estos procesos térmicos. Ello remite, por ejemplo, a temas debatidos como el de la funcionalidad de los canchales de montañas calcáreas o silíceas, abordado por ROSSELLLO VERGER (1977,a) o BERNABE MAESTRE (1977). Por desgracia, las evidencias experimentales que se tienen hasta ahora son muy escasas, si exceptuamos los ensayos llevados a cabo por QUEREDA SALA (1982,b) Este autor indica que dos de los principales factores que influyen en una gelificación efectiva son una velocidad rápida de la helada y

un coeficiente de saturación bajo del roquedo.

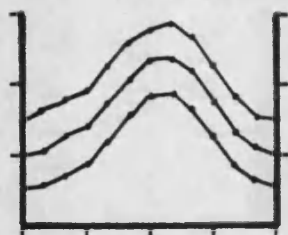
Las temperaturas medias y máximas, por su parte, influyen de un modo indirecto en los procesos geomórficos a través de la vegetación y asociadas con la precipitación. Los valores medios tendrán influencia en la determinación de la vegetación climax y los extremos constituirán barreras térmicas insalvables para las especies más exigentes. Estos límites afectan más a las plantas "termófilas" que, con la continentalidad, altitud y/o exposición, ven modificado rápidamente su medio térmico. Entre ellas son significativas la Ceratonia siliqua, Pistacia lentiscus, Globularia alypum, etc. Pero también se dan situaciones inversas como el de la Erinacea anthyllis que no puede desarrollarse por debajo de los 800-1000 m .

Las características térmicas medias de la región pueden interpretarse parcialmente a partir de las figs. 8.9 a y b. El cuadro es bastante incompleto al faltar datos de estaciones de montaña y al haber escasos observatorios del interior. La costa, sin embargo, se halla mejor representada. Unos rasgos generales significativos podrían ser:

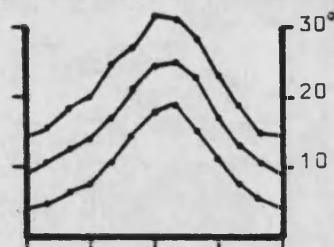
- los valores medios son moderados; raramente superan los 25° ni descienden de 8°.



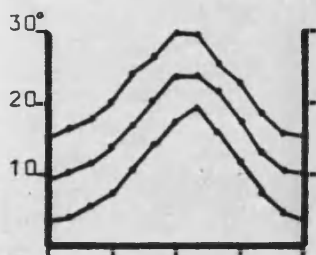
Chelva



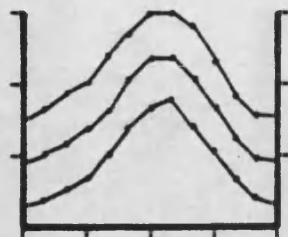
Gilet



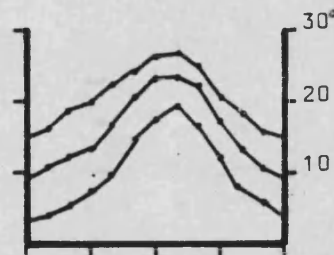
Liria -El Carril-



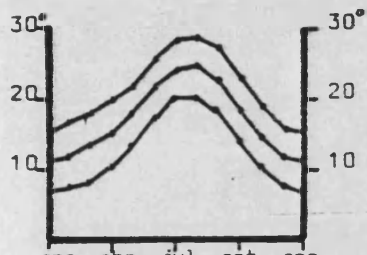
Puçol



ene abr jul oct ene
Riba-roja



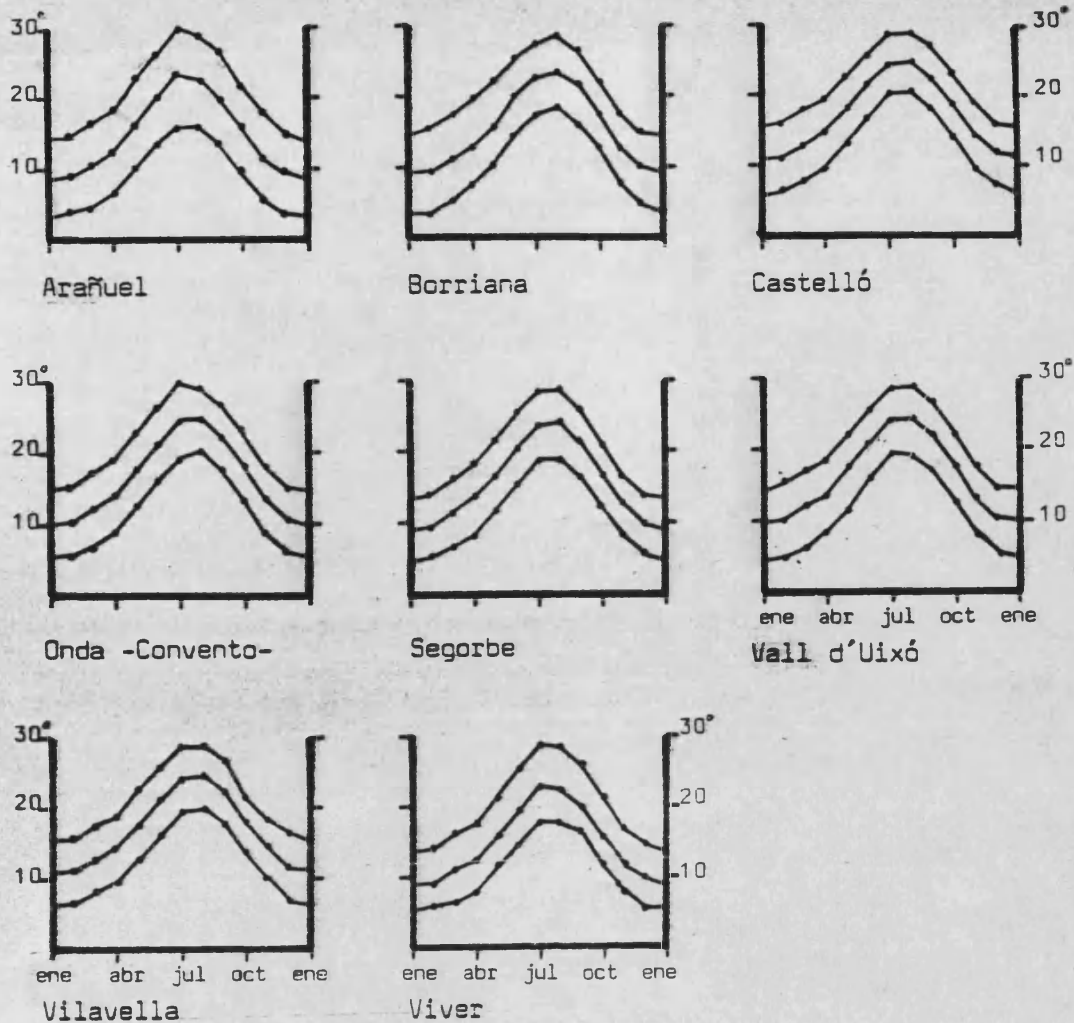
ene abr jul oct ene
Sagunt



València

- los valores medios de las máximas y mínimas apenas se separan de los valores medios absolutos lo que da idea de la suavidad del régimen térmico. Las máximas medias diarias superan en poco los 30° en el mes más cálido e incluso se ven disminuidas notablemente en algunos observatorios en los que se incrementa el efecto de las brisas (es el caso de Sagunt).

- las mínimas medias diarias tampoco se separan demasiado de los valores medios absolutos. Se sitúan en torno a los 5° y llegan a ser algo más estrictas en el interior (Chelva, Arañuel) o en algunos observatorios costeros en los que las heladas de radiación son especialmente intensas (Borriana, Puçol).



- la evolución anual de estos tres tipos de valores es semejante. En realidad, dado que la media absoluta surge de los datos de temperaturas máximas y mínimas (1), la comparación debe realizarse entre la evolución de estos datos originales. En general, tanto las máximas

(1) El cálculo de la media diaria se realiza en estos observatorios mediante la fórmula,

$$\frac{M + m}{2}$$

Esto conlleva problemas de orden climático cuando las temperaturas máximas y mínimas no dependen de las condiciones diarias de radiación, como pueda ser la llegada de masas de aire frío o cálido. Según HUFTY (1984, p.68), cuando el clima es más dependiente del paso de masas de aire, tanto menos regular es el ciclo diario y por tanto la validez de las medias diarias. En esta región es de suponer que, debido a las características de su dinámica atmosférica, el valor calculado de las medias absolutas se aproxime bastante al real.

como las mínimas tienen una fase ascendente con menos pendiente que la descendente. La caída se produce entre agosto y enero (5 meses) mientras que el ascenso, entre enero y julio o agosto (6 ó 7 meses).

- las máximas tienden a ascender más rápidamente que las mínimas en primavera, cuando la radiación solar es alta. Las mínimas se incrementan en mayor grado en la segunda fase de su ascenso, a medida que el recalamiento terrestre y marino es mayor.

- el descenso es rápido y uniforme en ambos valores. Es más acusado en su primera fase que al final, salvando el mes de cambio de tendencia (agosto, normalmente).

Estas características térmicas de la región, como se mencionaba anteriormente, influyen en la composición de la vegetación climax. No es el objeto de este trabajo realizar un análisis desde esta perspectiva; por ello basta una breve referencia a los pisos bioclimáticos predominantes. Estos según COSTA (1984) son, el termomediterráneo, el mesomediterráneo y el supramediterráneo, no llegando a alcanzarse el oromediterráneo.

El primer piso está caracterizado climáticamente por: una temperatura media anual (T) de $\geq 16^{\circ}$; una temperatura media de las máximas del mes más frío (M) de $\geq 13^{\circ}$; una temperatura media de las mínimas del mes más frío (m)

de $\geq 5^{\circ}$; una temperatura media del mes más frío (t_m) de $\geq 9^{\circ}$; una media de las mínimas absolutas del mes más frío (m_1) de $\geq -3^{\circ}$; y heladas posibles (H) en los meses XII al II. En la región está representado casi en exclusiva en el sector costero, llegando a penetrar hacia el interior, ligeramente, en el valle del Río Palancia y bastante en el valle del Río Turia.

El segundo piso, mesomediterráneo, está caracterizado por

$T \leq 16^{\circ}$; $M \leq 13^{\circ}$; $m \leq 5^{\circ}$; $t_m \leq 9^{\circ}$ y H: XI-IV

Abarca la casi totalidad del área, excepto la franja costera, cubetas meridionales y las tierras por encima de los 1.000-1.200 m de altitud, que son escasas. En la región destaca una serie situada climáticamente a caballo entre este piso y el anterior: la serie termo y mesomediterránea valenciana subhúmeda del alcornoque (Aplenio onopteridis-Querceto suberis-sigmatum).

Finalmente el tercer piso, supramediterráneo, está caracterizado por

$T \leq 12^{\circ}$; $M \leq 8^{\circ}$; $m \leq 0^{\circ}$; $t_m \leq 4^{\circ}$ y H: X-V

lo que lo restringe a las áreas más elevadas (estribaciones de Javalambre y páramos turolenses). Es este el piso con series climáticas mejor conservadas: las más características son la serie supra y mesomediterránea maestra-

cense de rebollo (Violo willkommi - Querceto fagineae-sigmetum), pero la más valiosa ecológicamente es sin duda la que incorpora las sabinas arobóreas, especialmente abundantes en la pequeña depresión de Alcotas (Teruel).

Este tipo de vegetación, unido a los frecuentes incendios forestales que han devastado gran parte del sector montañoso, hace que se incremente la erosión, especialmente al incentivarse el arranque de materiales por impacto de las gotas de lluvia y los procesos de transporte rápidos. Ello da un mayor alcance al estudio de las precipitaciones torrenciales, ya apuntado en algunos aspectos en apartados anteriores.

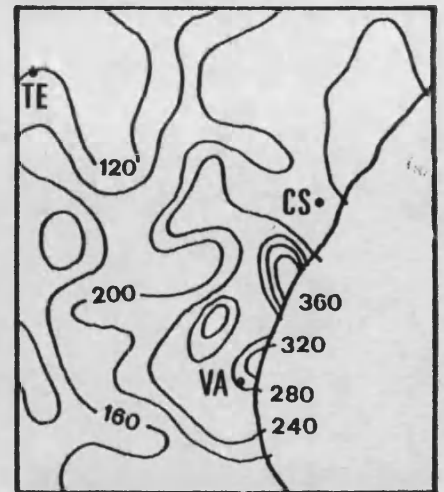
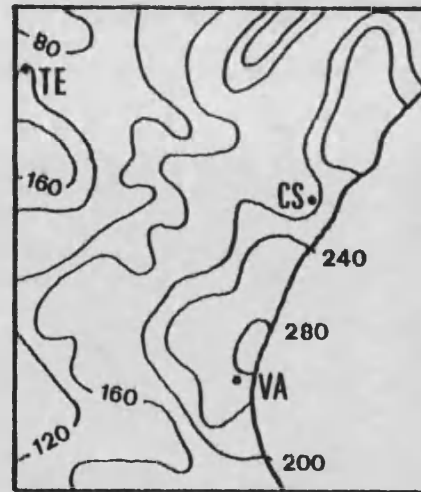
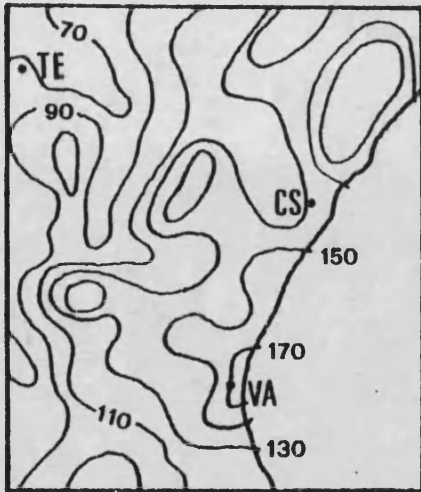
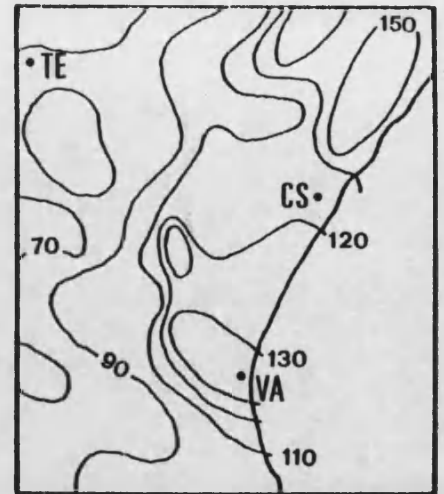
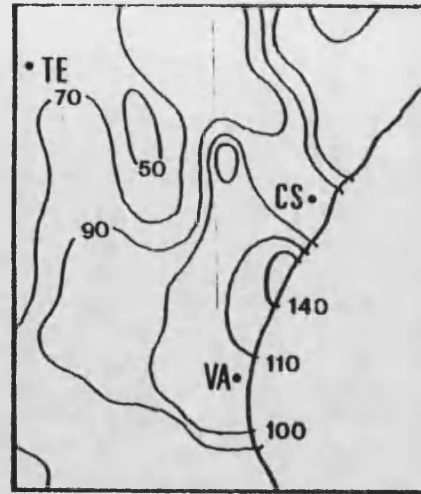
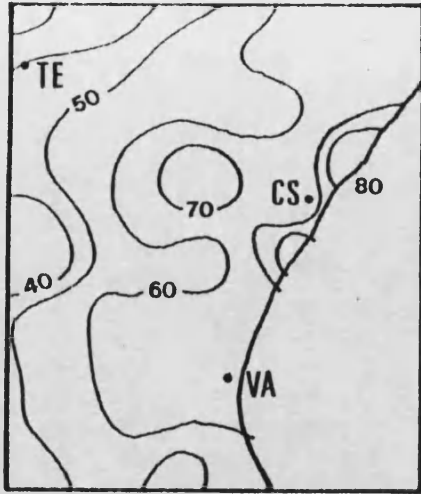
8.2 LAS PRECIPITACIONES EXTRAORDINARIAS.

El gran impacto geomórfico de las precipitaciones extraordinarias radica en su efecto de aceleración de los procesos relacionados con la escorrentía superficial y, en ocasiones, de sustitución de procesos erosivos lentos, (creep, solifluxión, desprendimientos, etc.) que operarían, en condiciones normales, por otros de velocidad rápida (arroyada difusa, arroyada concentrada, etc.).

Esto justifica que las lluvias torrenciales hayan sido especialmente consideradas por los geomorfólogos.

Así STARKEK (1976) distingue entre las lluvias cortas excepcionalmente fuertes y las lluvias intensas de larga duración. Las primeras producirían erosión en las vertientes por arroyada en manto, incisión lineal y flujo de suelo (soil flow), mientras que las segundas propiciarían las coladas de fango (mud flows), las coladas de derrubios (debris flows) o los deslizamientos, procesos que no ocurrirían con lluvias normales de corta o larga duración; las áreas con mayor torrencialidad serían, pues, las geomórficamente más activas hoy en día.

El marco mediterráneo peninsular en el cual se sitúa este trabajo es, en principio, un área apropiada para la producción de tales fenómenos y así lo corroboran algunos trabajos sobre este tipo de efectos realizados en ella. Entre ellos puede citarse el de LOPEZ BERMUDEZ y GUTIERREZ ESCUDERO (1982) sobre aterramientos de los embalses de la cuenca del Segura; el de LA ROCA CERVIGON (1980) sobre deslizamientos producidos por lluvias extraordinarias en la comarca de Alcoi; el de CALVO CASES y FUMANAL GARCIA (1983) sobre las repercusiones geomórficas del temporal de octubre de 1982 en las vertientes y cauces de la cuenca del Júcar; o el de PEREZ CUEVA y SANROQUE (1982) sobre erosión acelerada en vertientes incendiadas en el ámbito espacial de la provincia de Valencia.



Desde un punto de vista climático las lluvias torrenciales han sido abordadas con relativa frecuencia. Ello ha permitido obtener una apreciación bastante ajustada sobre las magnitudes registradas y/o esperadas, una localización de los polos de máxima torrencialidad y, sobre todo, bastantes valoraciones sobre los factores que han contribuido a desencadenar los principales episodios de las lluvias torrenciales (PEREZ CUEVA, 1983).

Los dos primeros aspectos han sido cubiertos por el elaborado trabajo de ELIAS CASTILLO y RUIZ BELTRAN (1979) que, además de una minuciosa cartografía, proporcionan datos de recurrencias de precipitación para diferentes lapsos temporales. De estos datos, los más fiables para la región estudiada son, seguramente, los referidos a recurrencias de lluvias en veinticuatro horas (fig. 8.10).

La bibliografía más abundante reside, sin embargo, en un amplio abanico de trabajos que analizan en detalle episodios torrenciales aislados (GARCIA MIRALLES y CARRASCO ANDREU, 1958; TOMAS QUEVEDO, 1963; CAPEL MOLINA, 1974; GARCIA DANA, FONT BLASCO y RIVERA PEREZ, 1982; GIL OLCINA, 1983; QUEREDA SALA, 1983, etc.) o en grupos de características similares (CASTILLO REQUENA, 1978; PEREZ CUEVA y ARMENGOT SERRANO, 1983, etc.).

8.2.1 Metodología.

Las precipitaciones extraordinarias en la región, se considerarán mediante tres vías de análisis diferentes y complementarias:

- elaboración de diagramas de barras mostrando la cantidad de días o grupos de días (tandas) que superen determinados umbrales de torrencialidad para cada mes del año y para cada observatorio de la región.

- elaboración de mapas de isoyetas detallados para cada uno de los principales episodios de lluvias torrenciales acaecidos en la región en el periodo comprendido entre 1960 y 1982.

- análisis descriptivo de las situaciones sinópticas causantes de los principales episodios anteriormente referidos.

1) Para la elaboración de los diagramas de barras se ha partido de umbrales de precipitación ajustados en lo posible a la torrencialidad de la región. Como no se dispone de una gradación establecida de tipos de lluvias a partir de valores limitantes, el criterio para distinguir una lluvia torrencial de una lluvia fuerte ha sido arbitrario. Para los días (días meteorológicos) se ha tomado la cantidad de 50 mm de precipitación y para las "tandas", la cantidad de 80 mm. Por tanda se ha entendido,

siguiendo la línea de MATEU BELLES (1982, p. 34), el conjunto de días seguidos con precipitación apreciable (1).

Estos dos tipos de lluvias torrenciales son de características algo diferentes. El primero equivale a las "lluvias cortas excepcionalmente fuertes" de STARKEL (1976) y el segundo a las "lluvias intensas de larga duración" de este mismo autor, si bien ambos conjuntos de datos pueden llegar a intersectarse (tandas que incorporan días con ≥ 50 mm).

Los días y tandas han sido localizados previamente en las fichas pluviométricas; esta información ha sido trasladada a fichas colectoras con encabezamiento diario (para días) o mensual (para tandas) y después ha sido recontada utilizando un programa de ordenador; posteriormente el tratamiento de la información, en gran parte manual, ha sido contrastado a nivel de días y sólo en algunos observatorios, mediante un tratamiento automatizado, utilizando programas de introducción y ordenación de datos. Los resultados han sido prácticamente idénticos con ambos métodos y se representan en las fig. 8.11 y 8.12 .

(1) Como tal se ha tomado la cantidad de 1 mm de precipitación.

2) Para la elaboración de mapas de isoyetas se ha utilizado la información contenida en las fichas colectoras mensuales, constituida por datos de precipitación de tandas máximas en aquellos observatorios en que superaban los 80 mm .

Para la selección de las tandas principales se ha utilizado el criterio de ordenarlas por la cantidad registrada en el observatorio de valor más elevado. Una vez hecha la selección se han completado los datos de cada tanda considerando la precipitación caída en los observatorios que registran menos de 80 mm y se ha realizado la cartografía.

3) El análisis sinóptico se ha abordado de manera cualitativa. Ha considerado las situaciones atmosféricas que provocaron las principales tormentas (definidas según los criterios del punto anterior). El análisis ha estimado principalmente la situación en superficie, y la topografía de los 500 mb y ha considerado, tanto los días de la tanda, como los inmediatamente anteriores y posteriores.

8.2.2 Un marco geográfico propicio a la torrencialidad.

ELIAS CASTILLO y RUIZ BELTRAN (1979) proporcionan

los datos básicos de la torrencialidad del área; en la fig. 8.10 pueden observarse para los lapsos temporales de 1h, 6h, 12h, 24h las lluvias esperadas en la región estudiada. Los datos han sido calculados aplicando a los registros existentes la distribución estadística de Gumbel, especialmente apropiada para valores máximos.

La cartografía de los resultados es realmente confusa dado que los autores no utilizan siempre una misma gradación de isolíneas. No obstante, para la región y sintetizando, en la medida de lo posible, el conjunto de valores de lluvias en 24 horas, parece haber dos vaguadas de torrencialidad, centradas en el valle del bajo Mijares y la Plana y en el valle del Palancia, especialmente en su parte media. También se observan dos dorsales, que corresponden a la Sierra de Espadán y sector interior de la provincia de Castellón, así como al sector meridional.

Estos valores, además de las distorsiones que pueda crear la utilización de series demasiado cortas y de periodos no homogéneos, presentan dos inconvenientes probablemente importantes: el no considerar el efecto del relieve en la torrencialidad (1) y el estar influidos por observatorios anómalos.

(1) Este efecto, como se demuestra a partir de otros métodos de análisis, existe y no está incorporado apenas en el trazado de las isopletras de torrencialidad.

No obstante, si se contrastan estos valores con los existentes en otras áreas, a escala más amplia, se comprueba, una vez más, el hecho de que el litoral mediterráneo peninsular es un marco propicio para la torrencialidad. Los factores geográficos que influyen en ello son básicamente la litoralidad y la orografía. El primero supone un suministro inagotable de humedad y, asociado al factor estacionalidad, ayuda a inestabilizar grandemente la columna atmosférica. El segundo propicia el disparo de la inestabilidad atmosférica al determinar el ascenso vertical del aire; el efecto de ascenso se genera por simple rozamiento (lluvias de rugosidad), porque el relieve encauza y concentra los flujos (convergencia superficial), tal como argumenta CAPEL MOLINA (1981, p.317) en el aguacero de octubre de 1973 o porque sirve como simple trampolín (lluvias de barrera orográfica), como indica GIL OLCINA (1983) para el temporal de octubre de 1982.

8.2.3 La distribución espacial de la torrencialidad.

Ya se han realizado algunas apreciaciones, en este sentido, a partir de la cartografía de ELIAS CASTILLO y RUIZ BELTRAN (1979). Aquí se va a completar este análisis considerando los datos de días y tandas torrenciales.

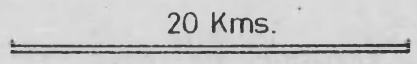
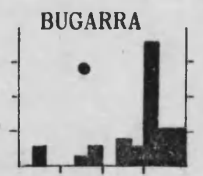
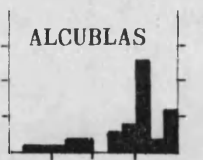
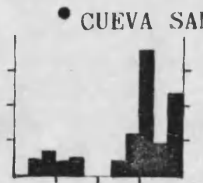
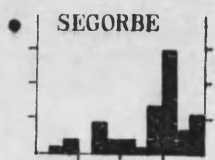
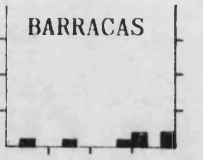
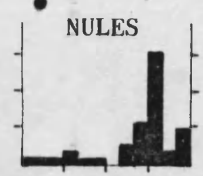
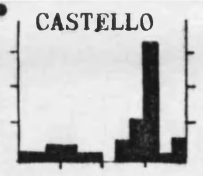
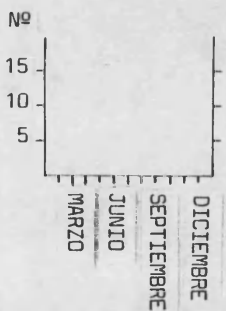
La fig. 8.11 muestra la distribución de días con lluvias superiores a 50 mm para cada mes del año en 18 observatorios de la región. La homogeneidad de los datos se ha conseguido utilizando los observatorios con series más completas (entre 24 y 33 años), si bien la mayoría supera los 30 años de observaciones (1).

La organización de estos datos en diagramas de barras y su plasmación en forma de cartodiagrama muestran claramente las principales características de este tipo de torrencialidad:

- Octubre, también desde esta perspectiva, es el mes más torrencial y acentúa incluso las diferencias respecto al resto de meses. La beligerancia de este mes es clara en la costa, primeras alineaciones montañosas y amplios sectores del interior; disminuye ligeramente en las cubetas interiores meridionales (Alcublas, el Villar del Arzobispo) y llega incluso a anularse en el sector de páramos turolenses. En todo caso, su progresión hacia el interior es mayor que la que tiene considerando otros aspectos como pueden ser los totales mensuales.

- Los meses de la primavera y parte de los de invierno (enero y febrero) son poco importantes, incluso en

(1) Las diferencias de tamaño de las series se han soslayado ponderando los valores mensuales de las series incompletas respecto a los valores de las series completas.



124

el sector interior; no existe un claro mes dominante. En el caso de Barracas la torrencialidad de este periodo del año parece ser prácticamente nula, si bien este observatorio, tanto en estos aspectos como en otros mencionados anteriormente, se comporta de modo anómalo.

- El verano es, en conjunto, poco torrencial, pero en comparación llega a tener una mayor beligerancia que la primavera. Julio es el mes más estable; en agosto comienza a desencadenarse inestabilidad termoconvectiva, especialmente entre los observatorios del interior (Manzanera, Bugarra, Viver, etc.); en septiembre este tipo de inestabilidad se traslada al resto de observatorios.

- En general se ve una clara correspondencia entre la evolución estacional e incluso mensual de estos datos y la evolución de las medias mensuales; sin embargo, en términos comparativos se produce un desajuste entre los meses de octubre y los de primavera: estos últimos participan en menor porcentaje en la composición de sus medias anuales.

- En otro orden, cabe señalar que las apreciaciones que se hacían en el apartado 8.1.2 sobre el peso relativo de la precipitación en noviembre y diciembre se confirman desde esta perspectiva de análisis: en el sector meridional y especialmente en la costa, diciembre es menos activo que el mes precedente.

- La fig. 8.12, por su parte, toma en consideración tandas de lluvias superiores a 80 mm . Sus características son muy semejantes a las de la figura anterior en lo que se refiere al máximo mensual de torrencialidad, al desequilibrio estacional en lo referente a la participación en los valores medios de precipitación, a las relaciones entre los meses de noviembre y diciembre, etc.

Deben matizarse, no obstante, dos pequeñas diferencias. Por una parte, la torrencialidad estival es menor, en comparación, que la del resto de estaciones, en relación con lo que ocurría en el análisis anterior. Ello es debido al carácter termoconvectivo de las tormentas estivales; este tipo de tormentas tienen una temporalidad reducida y escasa continuidad diaria, por lo que difícilmente pueden llegar a generar tandas de precipitación.

Una segunda diferencia estriba en el menor peso del mes de octubre en particular y de los meses otoñales en general respecto a otros meses del año. Ello es debido a que las tandas de lluvias otoñales suelen estar basadas en días muy torrenciales (frecuentemente uno por tanda); mientras tanto en primavera pueden formarse tandas torrenciales por yuxtaposición de días consecutivos con lluvias moderadas.

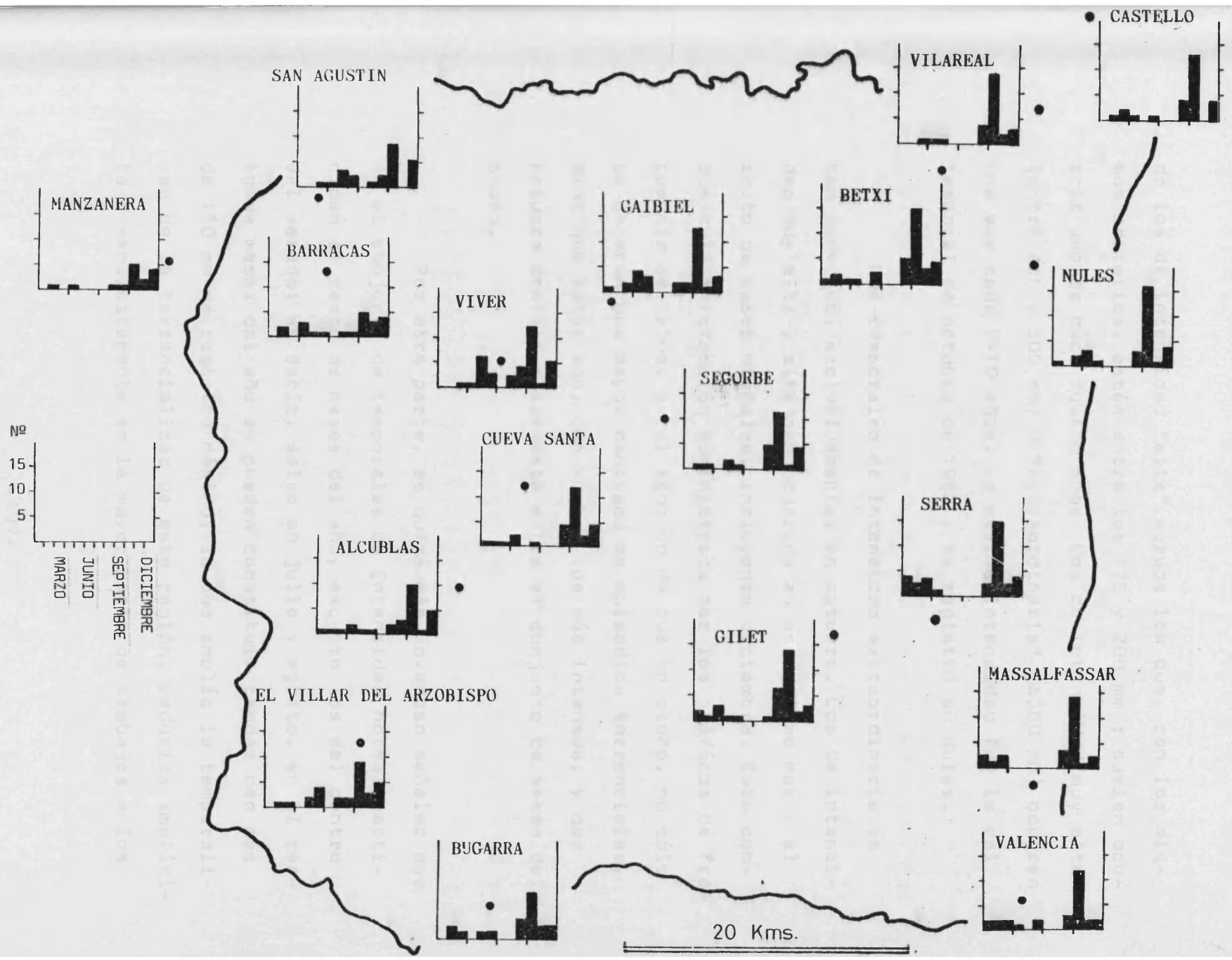
A) Los principales temporales.

Otro aspecto de la distribución espacial de la torrencialidad es el que puede deducirse de la cartografía de los principales episodios torrenciales que han afectado a la región. Los criterios de selección de estos episodios torrenciales han sido expuestos anteriormente. El periodo temporal que abarcan es de 23 años (1960-1982) fig 8.13 .

Los episodios seleccionados han sido clasificados de acuerdo a su intensidad, a su gradiente o variación de intensidad en función de la distancia (Cuadro 8.VIII), al volumen de agua precipitada (Cuadro 8.VII) y a su localización (Cuadro 8.IX). Para calcular los valores utilizados en la clasificación por volúmenes de agua precipitada se ha utilizado el método troncocónico expuesto en GONZALEZ QUIJANO (1946) que según DUNNE y LEOPOLD (1978, p. 38) es el más apropiado para áreas con relieve desigual y distribución de observatorios poco homogénea.

En la clasificación por intensidades se distinguen cuatro categorías, partiendo de la base de que cada uno de los episodios de lluvias torrenciales es, por el mismo hecho de haber sido seleccionado, de fuerte intensidad. El grupo de los calificados como "normales" (uno cada dos años) incorpora aquellos en que en el observatorio de máximo registro cayeron entre 110 y 175 mm . La categoría

- 416 -



de los de intensidad "alta" agrupa los que, con los mismos criterios, están entre los 175 y 200 mm ; suelen ocurrir uno de cada cuatro años. Los de intensidad "muy alta" (entre 200 y 300 mm) y "extraordinaria" (≥ 300 mm) ocurren una vez cada 7-10 años. La máxima intensidad fue la del temporal de octubre de 1962 y se registró en Nules.

Los temporales de intensidad extraordinaria se han generado, exclusivamente, en octubre. Los de intensidad muy alta y alta han ocurrido en este mismo mes y el resto de meses otoñales, incluyendo diciembre. Esto completa la información suministrada por los gráficos de frecuencia de tandas en el sentido de que en otoño, no sólo se generan una mayor cantidad de episodios torrenciales, sino que estos son, con mucho, los más intensos, y que octubre destaca claramente entre el conjunto de meses del otoño.

Por otra parte, es quizá más novedoso señalar que en el conjunto de temporales de intensidad normal participan el resto de meses del año, excepto los del centro del verano; es decir, salvo en julio y agosto, en el resto de meses del año se pueden constituir tandas con más de 110 mm de registro máximo, lo que amplía la temporalidad de la torrencialidad de esta región, reducida implícita o explícitamente en la mayor parte de trabajos a los

meses otoñales. Hay que matizar, no obstante, que la duración de las tandas invernales y primaverales suele ser mayor y la intensidad del día más torrencial de la tanda, menor.

La clasificación por volúmenes de agua precipitada se muestra en el cuadro 8.VII.

CUADRO 8.VII

Clasificación de los temporales por volúmenes de agua precipitada

	Fecha temporal	Volúmenes Hm ³
Extraordinarios	Octubre de 1962	536
	Octubre de 1969	355
Muy altos	Oct-Nov. de 1965	310
	Octubre de 1966	303
Altos	Octubre de 1971	296
	Diciembre de 1971	267
	Noviembre de 1971	256
	Septiembre de 1963	247
	Octubre de 1970	218
Normales	Enero de 1977	196
	Noviembre de 1967	176
	Enero de 1980	173
	Octubre de 1965	170
	Junio de 1981	167
	Diciembre de 1977	164
	Marzo de 1982	163
	Octubre de 1967	152
Bajos	Octubre de 1982	145
	Abril de 1982	135
	Octubre de 1969	120
	Febrero de 1980	115
	Mayo de 1977	115
	Diciembre 1964	110
	Noviembre de 1968	107
	Marzo de 1971	105
Muy bajos	Abril de 1981	99
	Octubre de 1961	85

Los resultados se asemejan en gran medida a los de la clasificación anterior. No obstante, no se da una correspondencia estricta entre la intensidad y volumen de agua precipitada.

El grado de correspondencia entre ambos conjuntos de valores ha sido contrastado mediante la aplicación de un coeficiente de correlación (r_s de Spearman) dado que las dos variables no están normalmente distribuidas. El valor del coeficiente (0'6509) indica el alto grado de correspondencia esperado y alcanza una fiabilidad notable (superior al 0'005).

La ecuación que permite calcular el volumen de agua precipitrado en el área considerada a partir de la intensidad mayor está definida por

a=

b=

No obstante, para poder aplicar este tipo de análisis aún en cálculos groseros y rápidos (1), es necesario realizar un estudio estadístico más completo..

Otro tipo de clasificación es el que considera el gradiente de los registros de precipitación en cada

(1) Un ejemplo de aplicación, entre otros, puede ser la de estudio previo de las precipitaciones caídas en cuencas amplias (Rambla Castellarda, Río Palancia, etc.) en relación con módulos instantáneos a efectos de seleccionar los casos más interesantes.

temporal, entendiendo como tal, el grado de disminución de estos registros, dentro del área considerada, desde el lugar con mayor intensidad hasta las zonas con menores registros de precipitación. Para realizar las distinciones entre los temporales se ha tenido en cuenta la cantidad de intervalos de precipitación delimitados (fig. 8.13) que presenta cada uno de ellos, independientemente de su valor. En total han surgido cinco tipos: temporales con gradiente "muy bajo" (aquellos en que las lluvias están incluidas en dos intervalos, sean cuales fueren estos), gradiente "bajo" (los de lluvias incluidas en tres intervalos), gradiente "normal" (cuatro intervalos), gradiente "alto" (cinco intervalos) y gradiente "muy alto" (seis intervalos).

Esta clasificación por gradientes es un modo de definir el grado de localización de un temporal, pero indica poco de su intensidad. En general los temporales con gradientes altos y muy altos están centrados en la región considerada, e incluso, como sucedió en octubre de 1967, pueden no afectar en absoluto a algunos sectores. Los gradientes normales y sobre todo los bajos, suelen corresponder a temporales extensos con centros fuera de la región; es el caso del reciente temporal de octubre de 1982.

CUADRO 8.VIII

Clasificación de los temporales por gradiente

Muy bajo : Febrero de 1980
 Diciembre de 1964
 Abril de 1981

Bajo : Mayo de 1977
 Octubre de 1982
 Octubre de 1969
 Noviembre de 1971
 Abril de 1982

Normal : Junio de 1981
 Octubre de 1965
 Enero de 1980
 Diciembre de 1977
 Marzo de 1971
 Enero de 1977
 Diciembre de 1971
 Noviembre de 1968
 Noviembre de 1967
 Marzo de 1982

Alto Octubre de 1962
 Octubre de 1961
 Octubre de 1970
 Octubre de 1969
 Octubre de 1971
 Octubre de 1966
 Septiembre de 1963
 Oct.-Nov. de 1965

Muy alto : Octubre de 1967

Los gradientes altos y muy altos (Cuadro 8.VIII) corresponden casi en exclusiva al mes de octubre lo que se ajusta a la "morfología" de intensidades de los temporales de este mes: uno o varios centros de fuerte intensidad



y mantos extensos con precipitaciones moderadas (1).
 Los temporales de primavera e invierno y los temporales de otoño con centros fuera de la región son los que tienen menores gradientes.

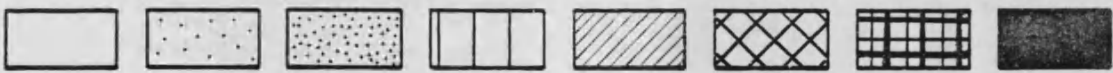
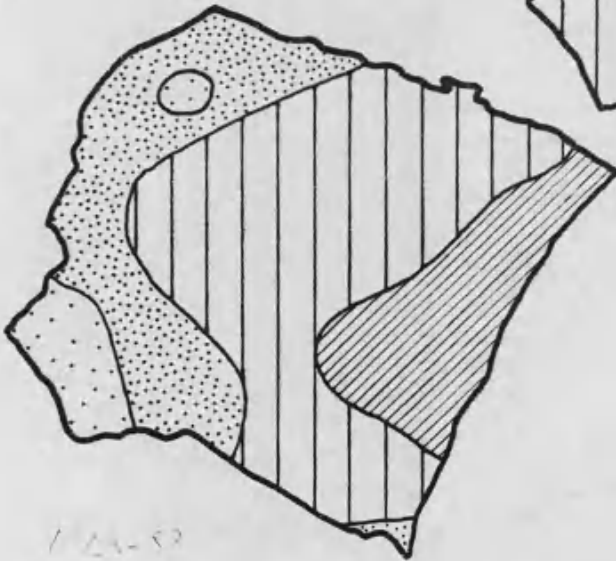
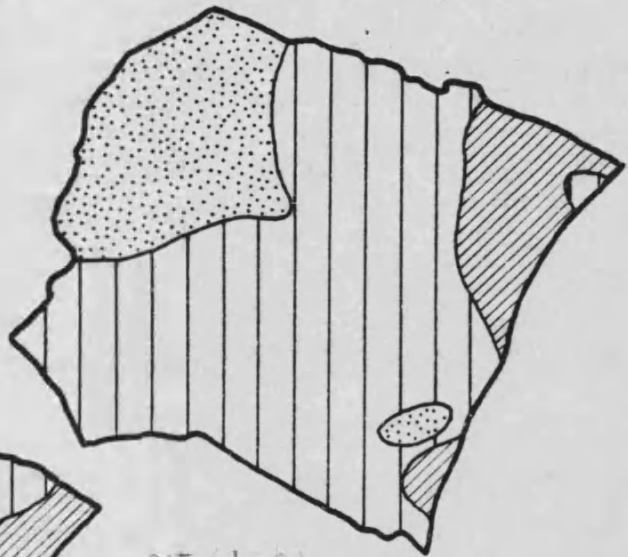
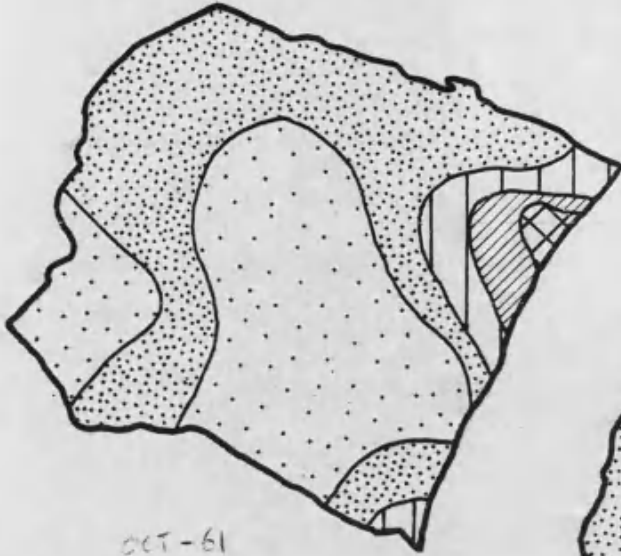
CUADRO 8.IX

Clasificación de los temporales por la localización de sus núcleos

Tipo A	Marzo de 1982 Octubre de 1969 Octubre de 1961 Septiembre de 1963 Octubre de 1966 Octubre de 1971 Oct.-Nov. de 1965
Tipo B	Marzo de 1971 Octubre de 1965 Octubre de 1970 Octubre de 1962 Octubre de 1969 Diciembre de 1971
Tipo C	Diciembre de 1977 Octubre de 1982 Octubre de 1967 Noviembre de 1968 Noviembre de 1967
Tipo D	Febrero de 1980 Diciembre de 1964 Abril de 1981 Enero de 1977 Mayo de 1977 Noviembre de 1971 Abril de 1982
Tipo E	Junio de 1981 Enero de 1980

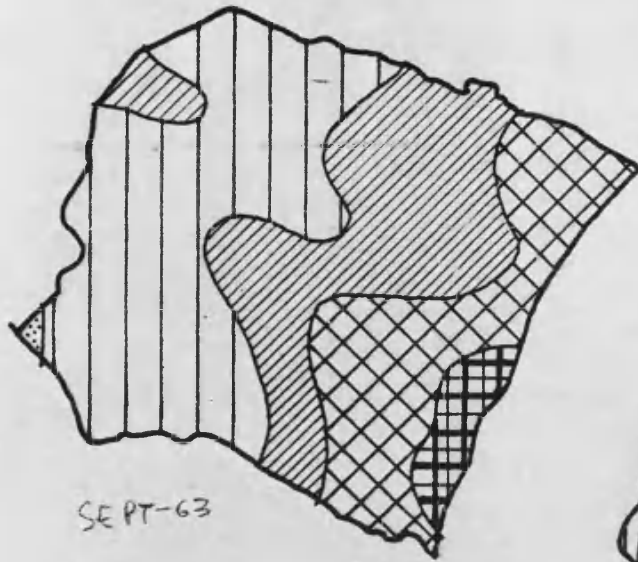
(1) El excepcional temporal de octubre de 1982, con recurrencias seculares e intensidades de más de 600 mm, produjo un manto, a partir de menos de 50Km de su centro neurálgico hacia el N, con precipitaciones alrededor de los 150 mm tan sólo.

a

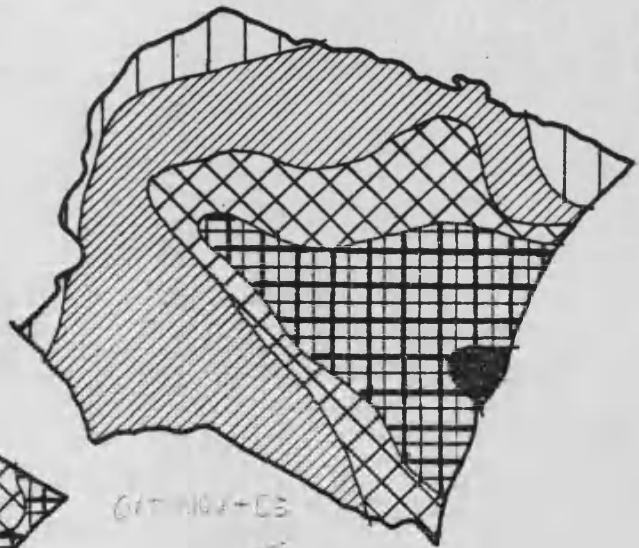


SEPTIEMBRE 63

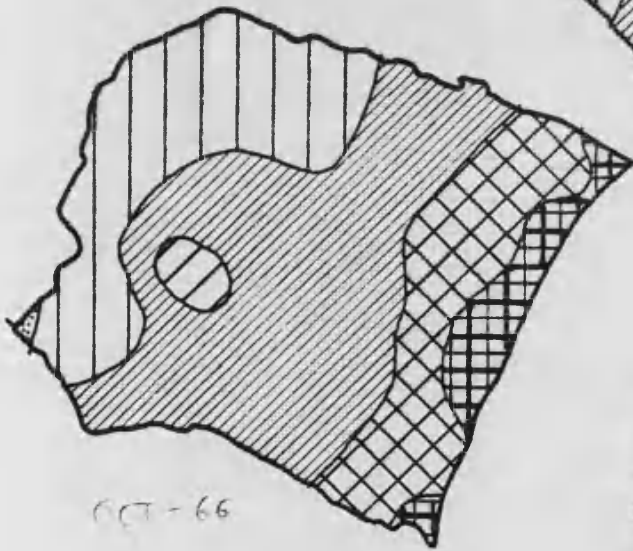
a



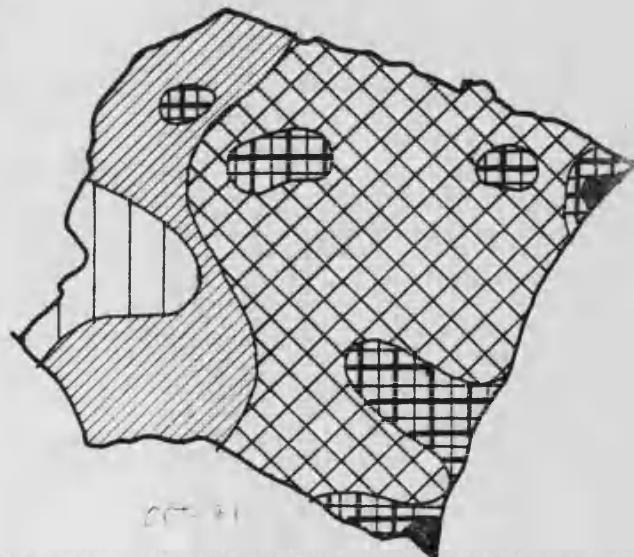
SEPT-63



OCT-63

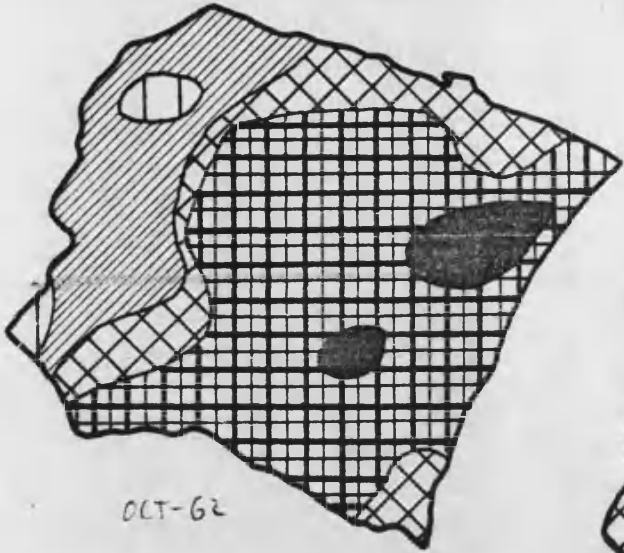


OCT-66

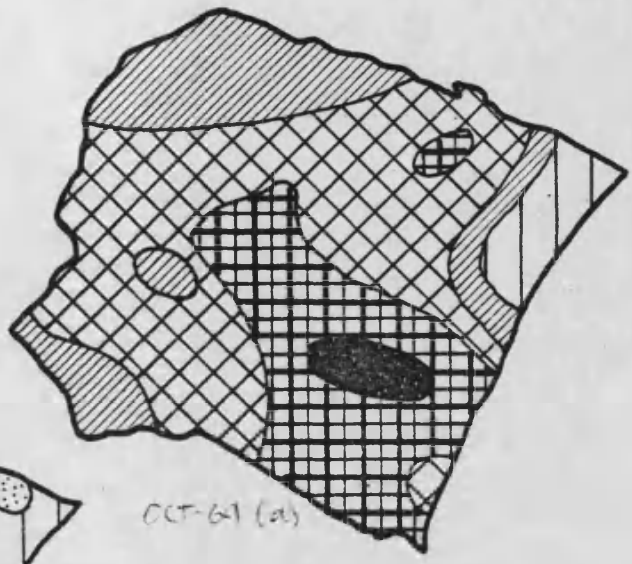


OCT-61

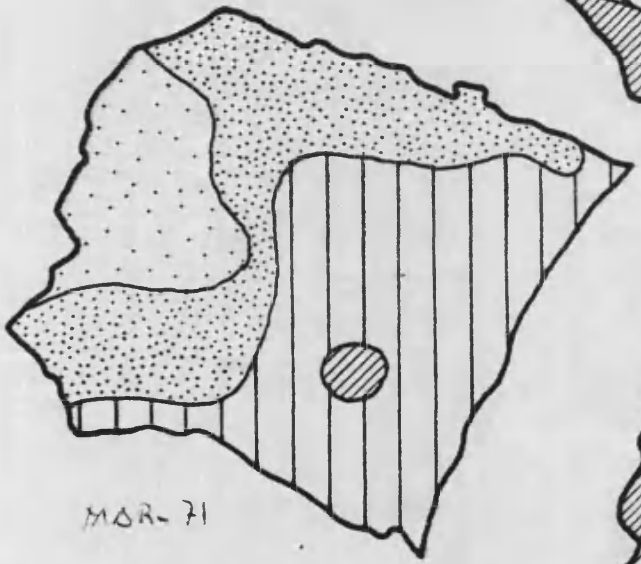
b



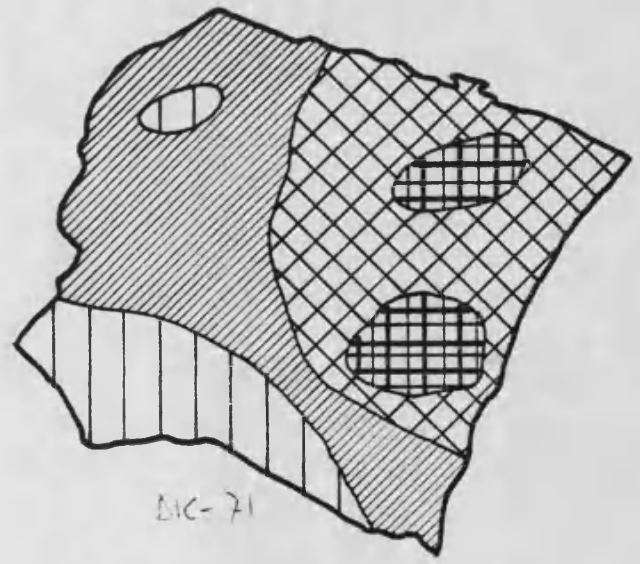
OCT-62



OCT-61 (a)



MOR-71



DIC-71

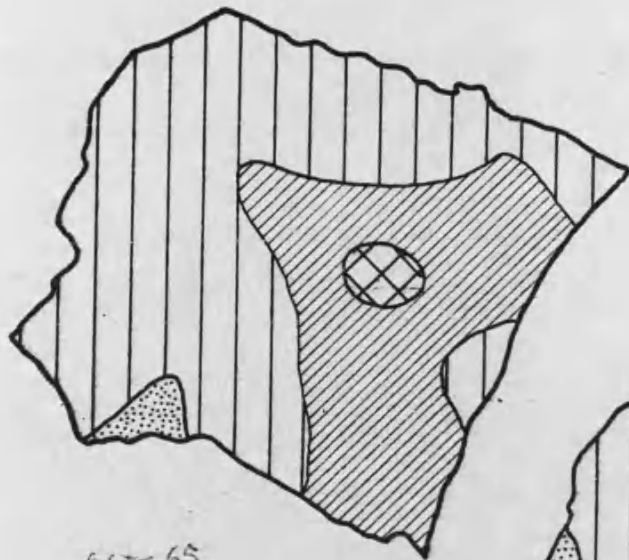
Finalmente, los temporales han sido clasificados de acuerdo con su localización y distribución espacial(1).

Según ésta existe un primer tipo de temporales (A) caracterizado por máximos estrictamente costeros y gradiente apreciable hacia el interior. Este grupo (marzo de 1982, segundo temporal de octubre de 1969, octubre de 1961, 1966 y 1971, octubre-noviembre de 1965 y septiembre de 1961), con una tendencia otoñal manifiesta, puede estar constituido por aquellos temporales en que la gran saturación de vapor de agua o la escasa altura del punto de rocío hace que no sea necesario para el desencadenamiento de la inestabilidad más que el freno por aumento de rozamiento de los flujos marítimos al pasar a un medio continental. La rápida descarga de humedad crea un gradiente apreciable hacia el interior.

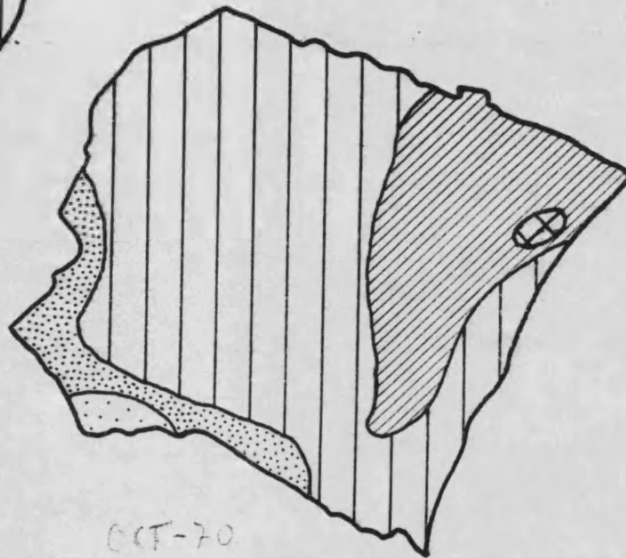
El segundo tipo (B) lo constituyen temporales cuyos máximos se sitúan en la primera alineación montañosa y tienen algo de gradiente hacia la costa y fuerte hacia el interior (marzo de 1971, octubre de 1965, 1970, y 1962, primer temporal de octubre de 1969 y diciembre de 1971). Aquí la inestabilidad se acentúa por el efecto

(1) Esta clasificación es la que sirve para ordenar la distribución de los temporales en las figuras 8.13 a-1 por ser la más ilustrativa.

b



OCT-65



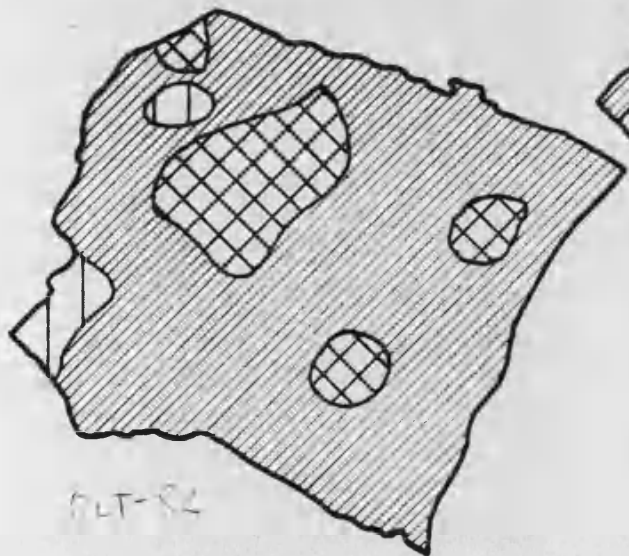
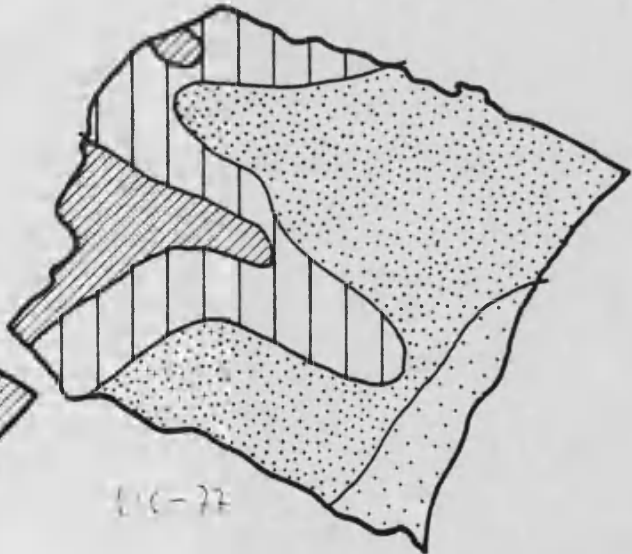
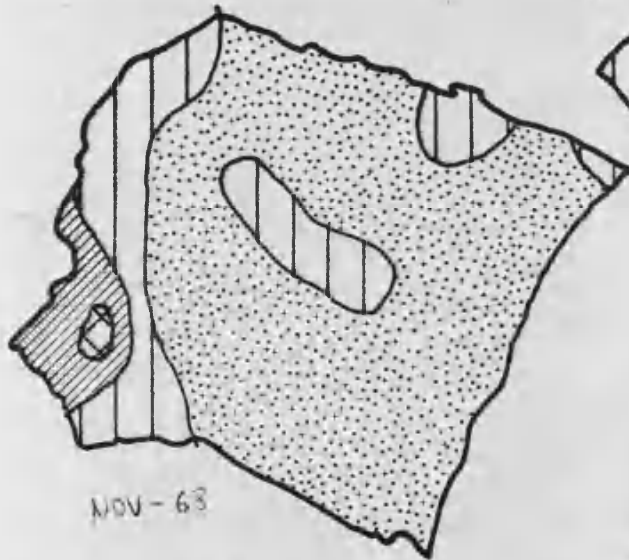
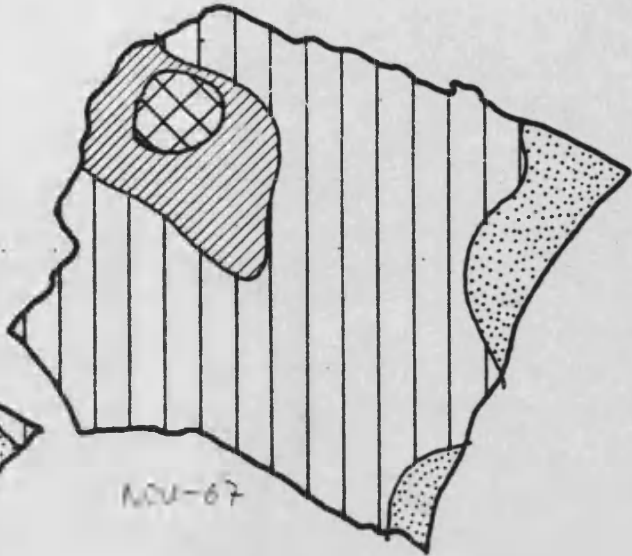
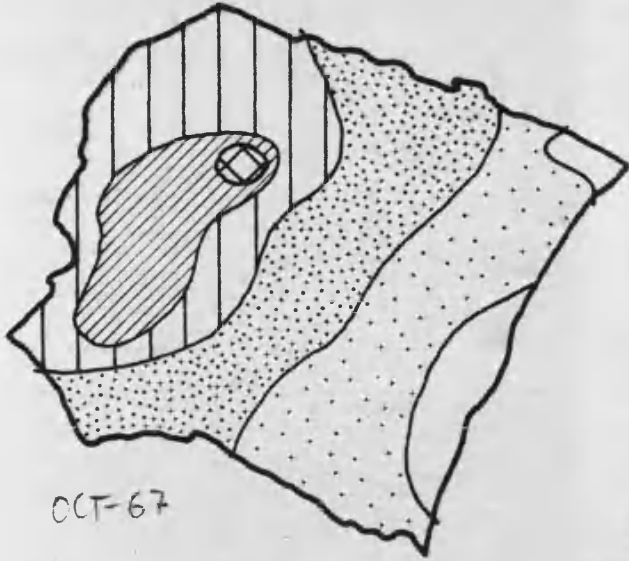
OCT-70

de la rugosidad, pero sobre todo por el efecto de encauzamiento o trampolín de los relieves costeros de primera línea, que reciben las máximas precipitaciones. Hacia el interior la componente dinámica de la inestabilidad sigue ocasionando precipitaciones, pero el agotamiento de la humedad de los flujos de aire procedentes del mar hace que los totales de precipitación decaigan.

Un tercer tipo (C), ya definido por PEREZ CUEVA y ARMENGOT SERRANO, (1983) para el episodio de lluvias torrenciales de octubre de 1982, es aquel en que las máximas precipitaciones se producen en el interior y parte occidental de la región. Estos autores distinguen entre temporales de primera o de segunda alineación montañosa e indican que los últimos, en general menos frecuentes y menos intensos pueden llegar a ser los más torrenciales en situaciones excepcionales. El concepto "segunda alineación montañosa" no debe entenderse en sentido estricto: puede tratarse de una segunda o tercera barrera montañosa, de rampas de bajo gradiente (como la plataforma del Caroig) o simplemente el desencadenamiento de inestabilidad en áreas más o menos llanas por el efecto ondulatorio de barreras previas sobre los flujos.

La causa que motiva que el centro del temporal se sitúe en la costa, primera o segunda alineación es desconocido por el momento. Cabe retomar la hipótesis planteada para el caso de las lluvias de rugosidad que afectan a la costa: la altura del punto de rocío puede determinar un retardo o adelanto del disparo, asociado, desde luego, con las características térmicas de la columna atmosférica. No puede despreciarse, sin embargo, el papel de la velocidad del viento que hace penetrar

c



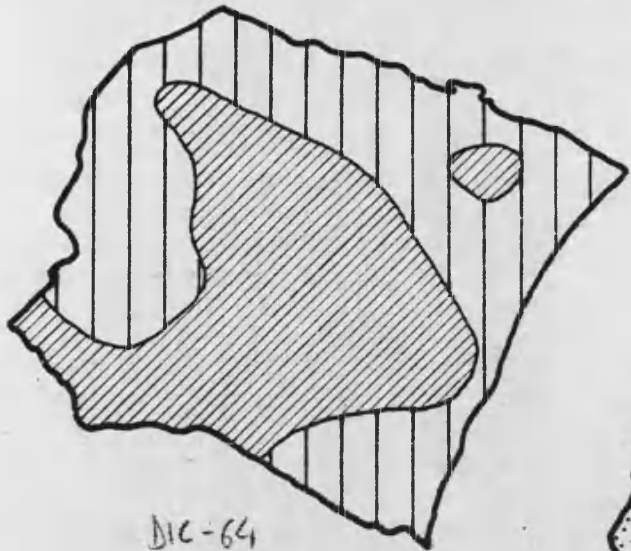
los flujos en mayor o menor medida. En este sentido es destacable el hecho de que el episodio torrencial de 1982, de localización interior, fuese acompañado de un fuerte temporal de vientos. Pero, a parte de estas consideraciones sobre factores geográficos o termoestáticos, influyen decisivamente los factores puramente dinámicos que serán analizados en el apartado siguiente.

La temporalidad de los tipos precedentes es claramente otoñal lo que permite, entre otras cosas, concatenar geográficamente la localización de sus máximas intensidades al ser tipos genéticamente similares: "temporales de levante".

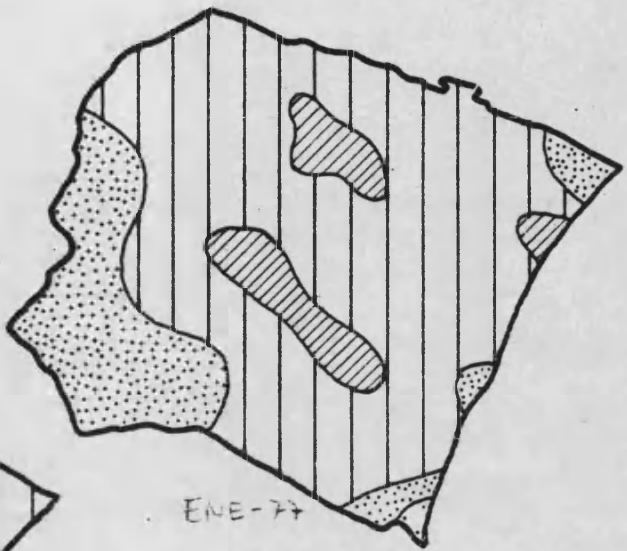
El cuarto tipo (D) es aquel en que se producen lluvias generales en toda el área; aunque existen polos de máxima torrencialidad en cada temporal, los gradientes hacia el exterior son muy bajos. Temporales torrenciales de este tipo son los de enero de 1977, febrero de 1980, abril de 1981, mayo de 1977, noviembre de 1971 o diciembre de 1964.

Pueden participar de estas características los temporales de levante mencionados, pero lo usual es que el tipo genético más frecuente sea el de temporales de origen frontal. Los meses en que se producen los episo-

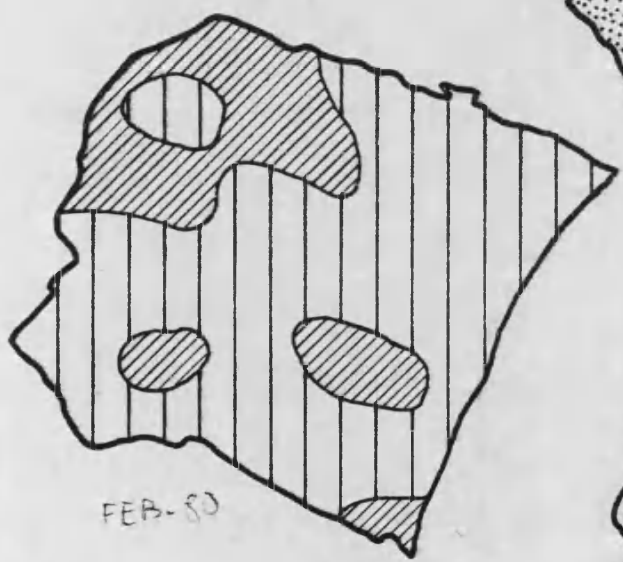
d



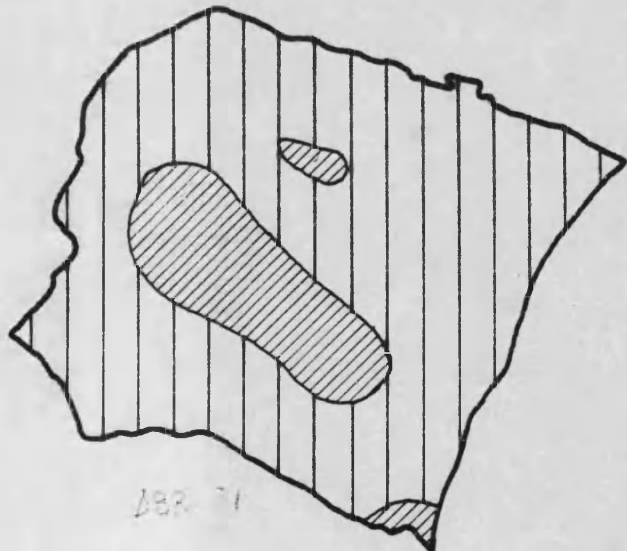
DIC-64



ENE-77

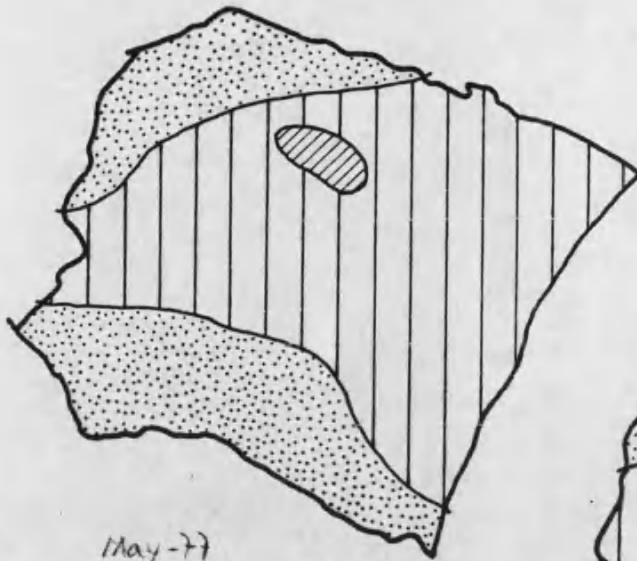


FEB-80

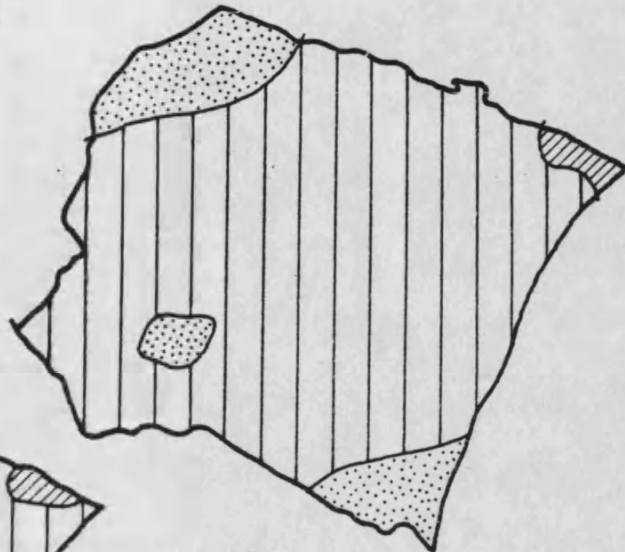


APR-71

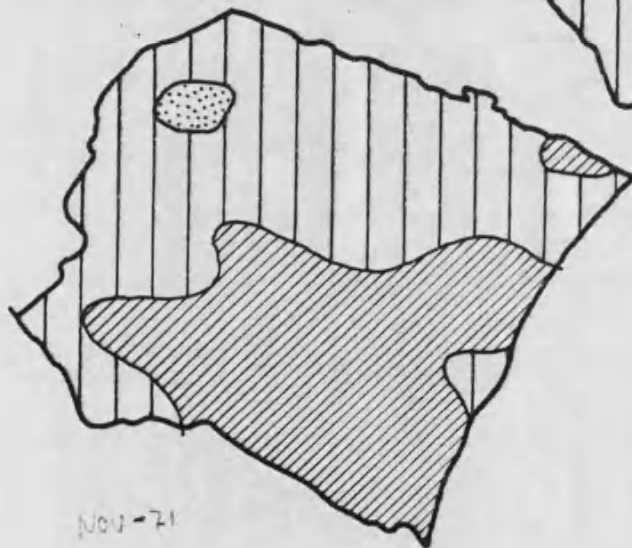
d



May-77



ABR-82

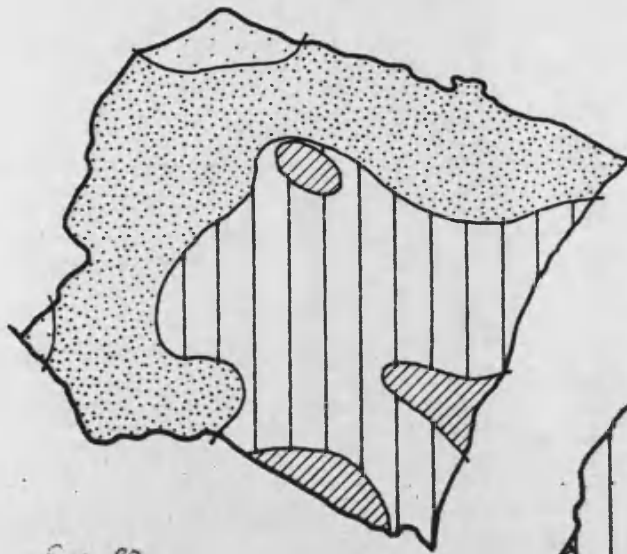


NOV-71

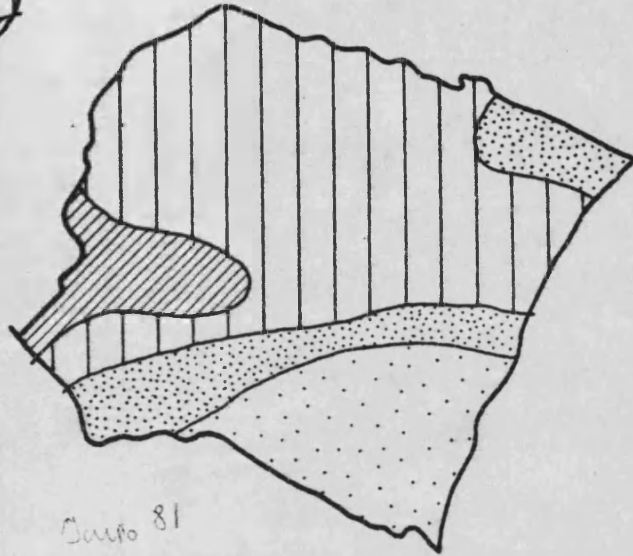
dios de este tipo son ya tanto los de otoño como los de invierno y primavera. Normalmente se trata de episodios de lluvias generalizadas en toda la península.

Finalmente, pueden llegar a ser torrenciales algunos temporales (tipo E) centrados claramente fuera de la región, pero cerca de sus límites. Los temporales de junio de 1981 y enero de 1980 responden a estas caracte-

e



Ene-80



Ocho 81

rísticas. El primero puede ser considerado un temporal con centro en el interior, pero sin gradiente definido hacia la costa; su centro se localiza al SW del área. El segundo tuvo su centro al S del área, produciéndose lluvias insignificantes en el sector N y NW.

La característica diferencial de este tipo de temporales es que los gradientes más acusados se establecen preferentemente con componente N-S.

Desde la perspectiva de las relaciones entre la torrencialidad y los procesos geomórficos desencadenados por ella puede concluirse lo siguiente:

- Los temporales con intensidad suficiente para desencadenar procesos "no normales" (fuertes arroyadas concentradas, desbordamiento de ramblas y barrancos, desprendimientos de márgenes de bancales, etc.) se suceden con relativa frecuencia en la región.

- Este tipo de temporales puede tener una localización de sus intensidades máximas en cualquier sector de la región.

- Los sectores costeros son los que más frecuentemente reciben lluvias torrenciales lo cual puede ser un factor importante en la explicación de por qué estas áreas están más degradadas que las del interior.

- Los sectores interiores pueden recibir intensidades iguales o incluso superiores a la de los sectores litorales y prelitorales. Ello provoca que en cualquier lugar de la región puedan producirse fenómenos de incisión lineal importantes (1).

B) Factores dinámicos de los grandes temporales.

Este último apartado tiene la pretensión de es-

(1) Este punto será retomado en el último capítulo, especialmente en lo referente a su vinculación con las actuaciones del hombre sobre el medio natural.

bozar los mecanismos, características sinópticas generales y características esenciales de los elementos dinámicos, relacionados con lo grandes temporales. Dado que este aspecto es marginal en relación con los objetivos del capítulo, se plantearan únicamente las principales características y problemas.

Como ya señalaban PEREZ y ARMENGOT (1983), los temporales de lluvias más importantes se producen en situaciones sinópticas de "gota fría" en altura y vientos de levante en superficie; en realidad únicamente ellas son capaces de generarlos pues, como se ha visto anteriormente, otro tipo de situaciones como las termoconvectivas, incluso con refuerzo de gota fría en altura, o las frontales, son mucho menos virulentas. Las situaciones de flujo de levante en superficie sin refuerzo de gota o vaguada en altura, parece ser que son capaces de generar lluvias orográficas más o menos importantes, pero locales; no obstante, es un extremo que no ha sido suficientemente estudiado por el momento.

Los mecanismos de condensación y precipitación de estas situaciones de temporal de levante con gota fría, el único tipo al que nos referiremos, se desencadenan cuando se asocian de manera favorable los tres factores fundamentales que intervienen en la formación de tormen-

tas, los dinámicos, los térmicos y los geográficos.

La gota fría es un embolsamiento de aire frío y bajas presiones en altura, aislado de la circulación general y generado por el estrangulamiento de una vaguada del jet stream. Algunos autores, como MEDINA (1976) exigen, además, que estas bajas presiones en altura no se plasmen en superficie, pero no creemos que éste sea un requisito fundamental. La gota fría por sí sola, combina el factor térmico (enfriamiento del techo de la columna atmosférica) con el factor dinámico (divergencia en altura y succión en su cara oriental). Los factores geográficos como la litoralidad o la orografía se aúnan a los dinámicos y térmicos en la región cuando se da una localización conveniente de la gota, ya que ésta genera bajas presiones al S de la península que encauzan viento de levante cargado de humedad hacia los relieves costeros.

Los elementos capaces de desencadenar los procesos de inestabilidad atmosférica son varios.

- Por una parte está la elevada tensión del vapor de agua. Esta tiene una clara implicación temporal al ser el final del verano y el otoño los momentos más propicios para el desencadenamiento de la inestabilidad. El recalentamiento estival del mar propicia el enriquecimiento

higrométrico de las capas inferiores de la atmósfera. El calor latente adquirido por estas capas superficiales se convierte en calor sensible durante el proceso adiabático húmedo que tiene el aire en elevación. Si la columna atmosférica está enfriada en altura, el ascenso del aire cálido puede llegar a alcanzar la tropopausa.

- La gota fría actúa de dos maneras complementarias: aumenta el gradiente térmico estático haciendo que sea mayor que el gradiente adiabático del aire ascendente; por otra parte, la vorticidad ciclónica de la gota crea áreas de divergencia (1) del aire en altura, capaces de desencadenar la inestabilidad por succión del aire superficial.

-Otros factores como el relieve y la litoralidad ya han sido tratados en apartados anteriores. Por su parte, algunos autores, como GIL OLCINA (1983) se fijan en el papel que pueden desarrollar los núcleos higroscópicos en torno a los cuales se inicia la condensación del vapor de agua.

De lo dicho hasta aquí, uno de los factores más interesantes y a la vez uno de los que reviste un carácter más geográfico es el referido a la localización pro-

(1) En realidad, sería más exacto hablar de difluencia, en el sentido de BARRY y CHORLEY, (1980) o de "divergencia por difluencia", si bien está más extendido el uso del término simplificador e integrador de "divergencia".

picia del centro de las gotas frías así, como de los núcleos de altas y bajas presiones superficiales. Del análisis sinóptico de los temporales enunciados anteriormente se deducen las siguientes características:

- Las bajas presiones se localizan al S de la península, centradas sobre el mar de Alborán, y N de Africa, normalmente sobre la costa argelina. En ocasiones pueden estar situadas más hacia el W . Su extensión es reducida.

- Las altas presiones suelen formar una banda dorsal que entronca con núcleos de altas presiones del Atlántico. En otras ocasiones pueden formar células aisladas, centradas en Centroeuropa o incluso estar unidas al anticiclón siberiano.

- Los flujos que determinan estos dos centros tienen una componente E clara, pero en detalle pueden oscilar entre E y NNE . Las componentes meridionales raramente producen precipitaciones notables.

- Las presiones superficiales de la columna atmosférica pueden llegar a ser elevadas, incluso por encima de los valores medios y nunca son excesivamente bajas. Son pues un elemento poco determinante.

- Las gotas frías tienen una localización precisa en el área de Alborán, N de Africa (entre E de Marruecos y W de Argelia) y raras veces el golfo de Cádiz o el

S de la península. Ello permite afirmar que su efecto más importante no es el térmico, derivado de las bajas temperaturas del aire embolsado, sino el dinámico, es decir, el creado por la divergencia de altura. De no ser así, la localización más favorable del centro de la gota fría sería la vertical de la región. Si bien no suelen generarse en el sector donde producen mayor inestabilidad, sus trayectorias habituales, tendentes a utilizar la vía del estrecho de Gibraltar, propician que se alcance con facilidad una localización favorable.

- Este conjunto de características es semejante al que enumeran PEREZ CUEVA y ARMENGOT SERRANO (1983) para la serie de temporales que ocasionaron lluvias torrenciales en el marco geográfico de la cuenca del Río Júcar. El hecho de que no existan elementos claramente diferentes determina que todavía no pueda prevenirse la ocurrencia de estos episodios a escala pequeña (decakilométrica e incluso hectakilométrica).

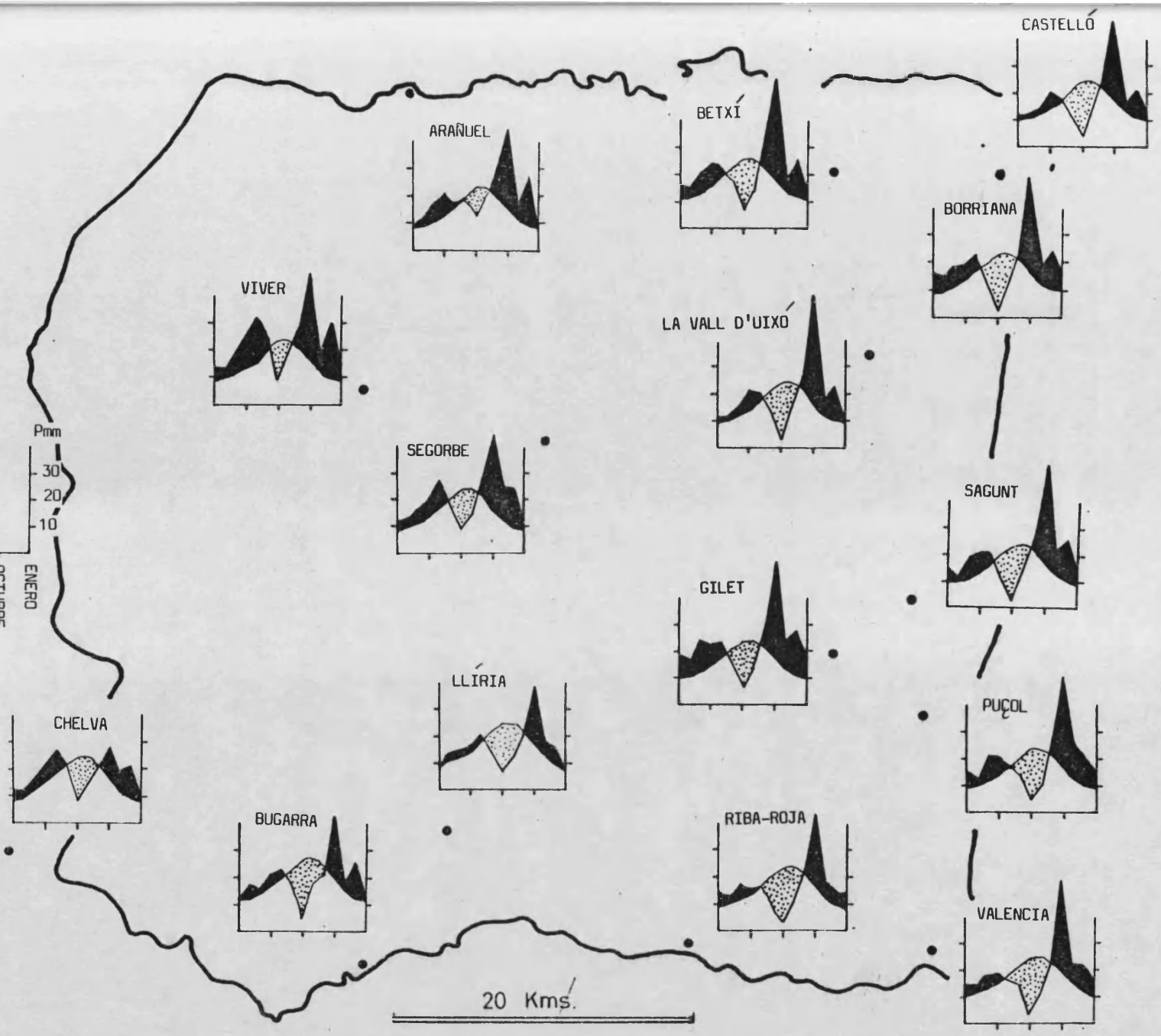
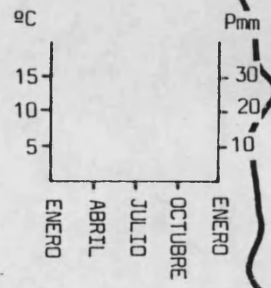
CONCLUSIONES

-Cabe encuadrar el clima de la región estudiada dentro de los tipos de clima mediterráneo en los que el peso de los factores geográficos locales es equiparable al de los zonales. Si los segundos determinan la sequía veraniega, los primeros hacen que no sea el invierno la estación más lluviosa, como sucede en los climas mediterráneos típicos, sino otras estaciones.

- es el otoño la estación que registra una mayor cantidad de precipitación, si bien hacia el interior el volumen de las lluvias primaverales llega a igualar e incluso superar las de esta estación.

- integrando la distribución mensual de las precipitaciones con la de las temperaturas, de valores moderados por efecto de la litoralidad, pueden apreciarse los principales sectores y tendencias climáticas (fig. 8.14): el primer sector está constituido por los observatorios litorales y prelitorales y caracterizado por un máximo claro en octubre, un máximo relativo en primavera y una sequía estival bastante acusada con una duración en torno a los 3-4 meses; la mitad occidental de la región se diferencia del sector anterior por presentar una tendencia a la disminución de la importancia del máximo otoñal (que sigue centrado en octubre y siendo el máximo absoluto), a la vez que puede incrementarse la importancia del máximo primaveral y dismi-

-521-



20 Kms.

Alanya

nuye la intensidad y duración de la sequía estival; el cuadrante sudoccidental se caracteriza por una cierta penuria de precipitaciones ya que la disminución de las de otoño no va acompañado de un aumento de las de primavera; aquí el menor rigor de la sequía estival es motivado por el descenso de las temperaturas más que por el ascenso de las precipitaciones; finalmente, ya fuera de la región, puede aparecer un tipo climático diferente, en el que se llegan a igualar los máximos equinociales y disminuye bastante la sequía estival (Chelva, Manzanera).

- la torrencialidad de las lluvias es bastante acusada y está asociada, predominantemente a temporales de levante. Los temporales más importantes se han producido exclusivamente en el mes de octubre; los temporales de segundo orden se extienden al resto de meses de otoño; sin embargo, a pesar de la marcada estacionalidad de la torrencialidad, pueden formarse tandas de precipitación importantes en casi todos los meses del año, excepto en los dos del centro del verano.

- el carácter torrencial del otoño es mayor en las localidades de la franja litoral. En el interior disminuye el impacto de los temporales de levante, pero crece la importancia de los temporales de origen frontal y, sobre todo, de la torrencialidad asociada a la termoconvección veraniega.

- especialmente, el mayor impacto de la torrencialidad se produce en la primera alineación montañosa, si medimos este impacto en función de las intensidades puntuales y de la reiteración del fenómeno. Los temporales de levante centrados en el interior (de "segunda alineación montañosa") no son tan frecuentes, pero pueden alcanzar intensidades semejantes o mayores -como ha podido comprobarse, fuera de la región de estudio, en el de octubre de 1982-. Con todo, estos temporales son los que alcanzan mayores volúmenes de agua precipitada.

- los temporales de levante de carácter torrencial han estado asociados siempre a gotas frías. La inestabilidad creada por estos embolsamientos de aire frío además, es de singular importancia climática ya que determina la elevada torrencialidad de este sector peninsular, a la vez que condiciona los valores "medios" de su clima en lo que se refiere a las precipitaciones.

CAPÍTULO 9

EL HOMBRE Y SUS RELACIONES CON EL MEDIO NATURAL

Tras la descripción de los procesos y formas actuales en los dos anteriores capítulos es el momento de concluir este análisis con la inclusión de un tema relacionado con la geomorfología antrópica (1). Este es el de las interrelaciones existentes entre el hombre y el medio natural que ocupa y utiliza.

Estas relaciones se han tomado en un doble sentido direccional. Primero se estudia la adaptación del hombre al medio natural en cuanto al tipo de uso del suelo

(1) Algunas partes de este capítulo han sido realizadas con financiación a cargo del Institut de Geografia de la Institució Alfons el Magnànim. Diputació Provincial de Valencia. Son el apartado 9.2, sobre la morfología de los campos de cultivo y las defensas contra la erosión y parte del apartado 9.3, concretamente el subapartado 9.3.3 .

y en cuanto a las modificaciones realizadas a fin de poder practicar el uso de suelo elegido. En segundo lugar se estudian los procesos desencadenados en el medio natural por las diferentes acciones de adaptación, especialmente cuando éstas implican degradación del medio natural.

Estos temas constituyen los tres principales apartados del capítulo: a) usos del suelo y sus factores geomórficos b) morfología de los campos de cultivos y defensas contra la erosión y c) procesos de degradación desencadenados por la intervención humana sobre el medio natural.

Dado que el abanico de líneas de investigación, si se quisiese seguir al completo estas perspectivas, sería muy grande, se ha decidido circunscribir el estudio a las relaciones entre hombre y medio en el campo agrícola. Esta, por su parte, es una de las facetas más importantes y sin duda, la que tiene una implantación más extensa. Cualitativamente, sin embargo, se es consciente que existen otras facetas tan importantes como aquella (por ejemplo, problemas de contaminación, modificación del litoral, alteraciones del clima, degradación de la vegetación, factores geomórficos del urbanismo, alteración del régimen hidrológico de las arterias fluviales, alteración -o eliminación- de elementos topográficos del

paisaje, etc., todos ellos existentes en mayor o menor medida en la región estudiada).

Por otra parte, dado que la extensión de la región de referencia para llevar a cabo algunas de estas líneas de análisis es demasiado reducida, se ampliará en ocasiones el área de observaciones. Esto se realizará en aquellas líneas cuya metodología no incluya análisis e interpretación cartográfica y se circunscriba a la enumeración y exposición de fenómenos, observaciones, tipologías, etc.

9.1 FACETAS GEOMORFICAS DE LOS USOS DEL SUELO.

La cuestión inicial que motiva este apartado es la de saber cuál es el uso del suelo en función de sus características geomórficas. En su vertiente de usos agrícolas es un tema a caballo entre disciplinas aparentemente dispares, como son la geomorfología y la geografía agraria y, quizá por este mismo hecho, apenas ha sido planteado. Las observaciones más conocidas se reducen a afirmar que el mundo mediterráneo es un área en la cual se utiliza no sólo los llanos y piedemontes sino también la montaña, abancalándola. Algunos autores, como CONAC (1978, p.25-28) examinan las relaciones entre el regadío y la topografía. Esta autora describe cómo el regadío en el área

mediterránea llega a ubicarse en cualquier ambiente geomórfico, sean valles, llanuras, piedemontes, altiplanos, colinas, costas o incluso montañas. En algunas áreas la ocupación de ámbitos geográficos difíciles, como la montaña, es tan completa como la de otros favorables, como sucede en la Kabília o el Rif (MARTHELOT, 1962).

Se han llegado a dar valores de pendiente para diferentes países a partir de los cuales el agricultor ya no suele seguir roturando y creando nuevos campos de cultivo. Este tipo de datos, sin duda, simplifican demasiado la realidad. Las variaciones espaciales dentro de cada país, región o sector son grandes. Por otra parte, fases históricas de presión demográfica sobre el suelo, en cada región, han ocasionado abancalamientos hasta lugares insospechados mientras que otras fases, como las actuales, tienden a abandonar la montaña.

Este análisis, sin embargo, no pretende tomar una perspectiva histórica. Su objetivo es simplemente el de mostrar las relaciones existentes entre tipos básicos de ámbitos geomórficos y usos del suelo en un corte temporal determinado, a fin de establecer un punto de partida para apartados posteriores. La fecha de este corte temporal es la que proporciona la realización del primer vuelo

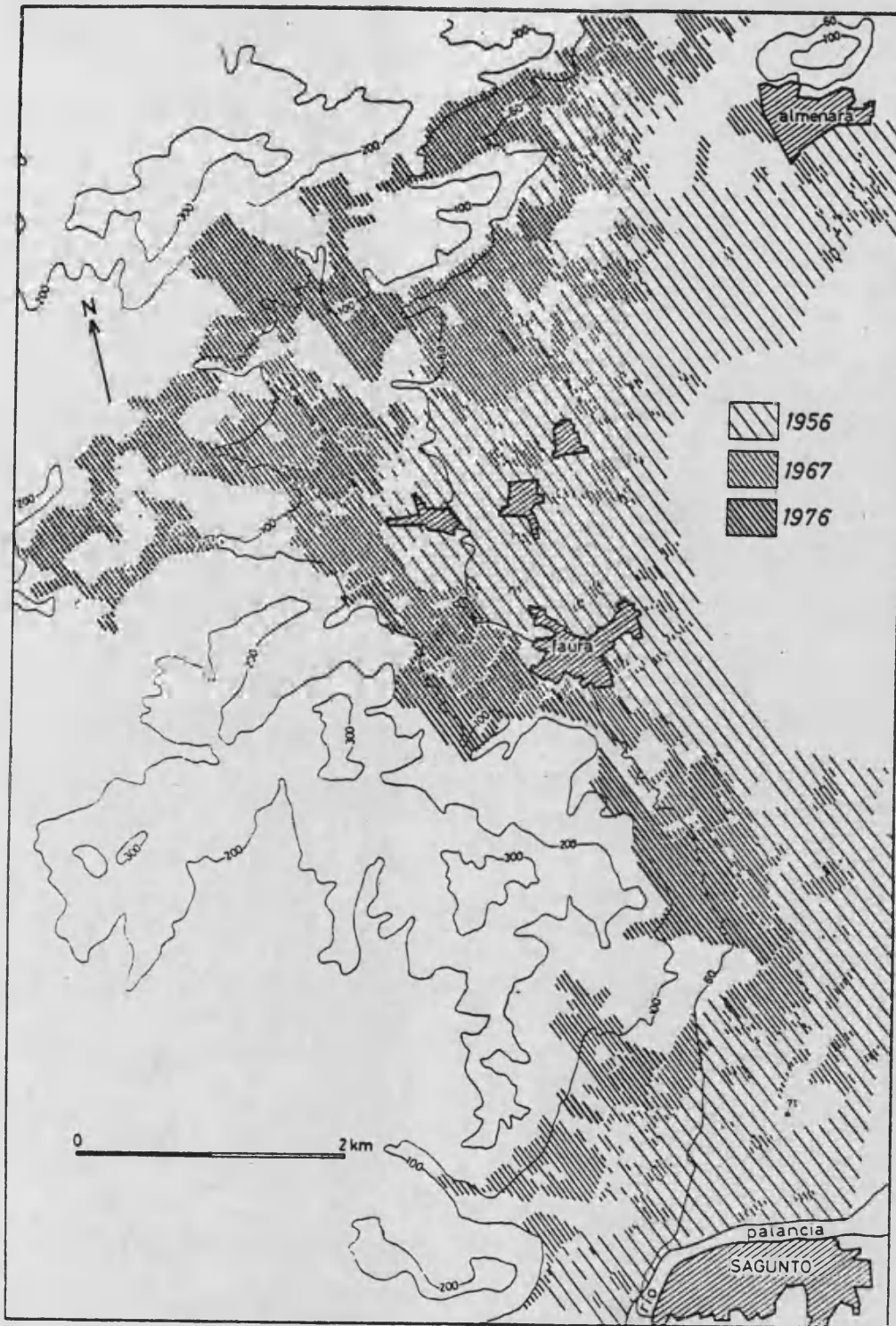
con cobertura total del área de estudio (1). Es una fecha adecuada al permitir el análisis de la adaptación agrícola tradicional al medio físico sin las distorsiones que crea la evolución reciente, marcada por un abandono importante de campos de cultivo y por transformaciones de gran magnitud en el piedemonte costero con la creación de naranjales de ladera (vid. GONZALEZ PEREZ, 1979, pp.160-164) (fig. 9.1).

9.1.1 Aspectos metodológicos.

El método de análisis de este tema está fundamentado en la definición de cuatro tipos básicos de usos del suelo y otros tantos de ámbitos geomórficos. En los primeros se han distinguido dos grupos de usos de suelo no agrícolas, el monte (M) y otros usos no agrícolas (U) (urbanos, establecimientos militares, canteras, etc.), y dos grupos agrícolas, el regadío (R) y el secano (S). Como ambientes geomórficos básicos se han tomado las vertientes (V), los glacis y áreas alomadas con baja pendiente (G), los piedemontes coluviales (P) y las llanuras formadas por depósitos fluviales o mixtos (F).

A partir de estos tipos básicos se ha desarrollado una fase de cartografía y otra de planimetría y cuantifica-

(1) Se trata del denominado "vuelo americano", a escala aproximada 1:33.000 y realizado en el área durante la primavera y verano de 1956.

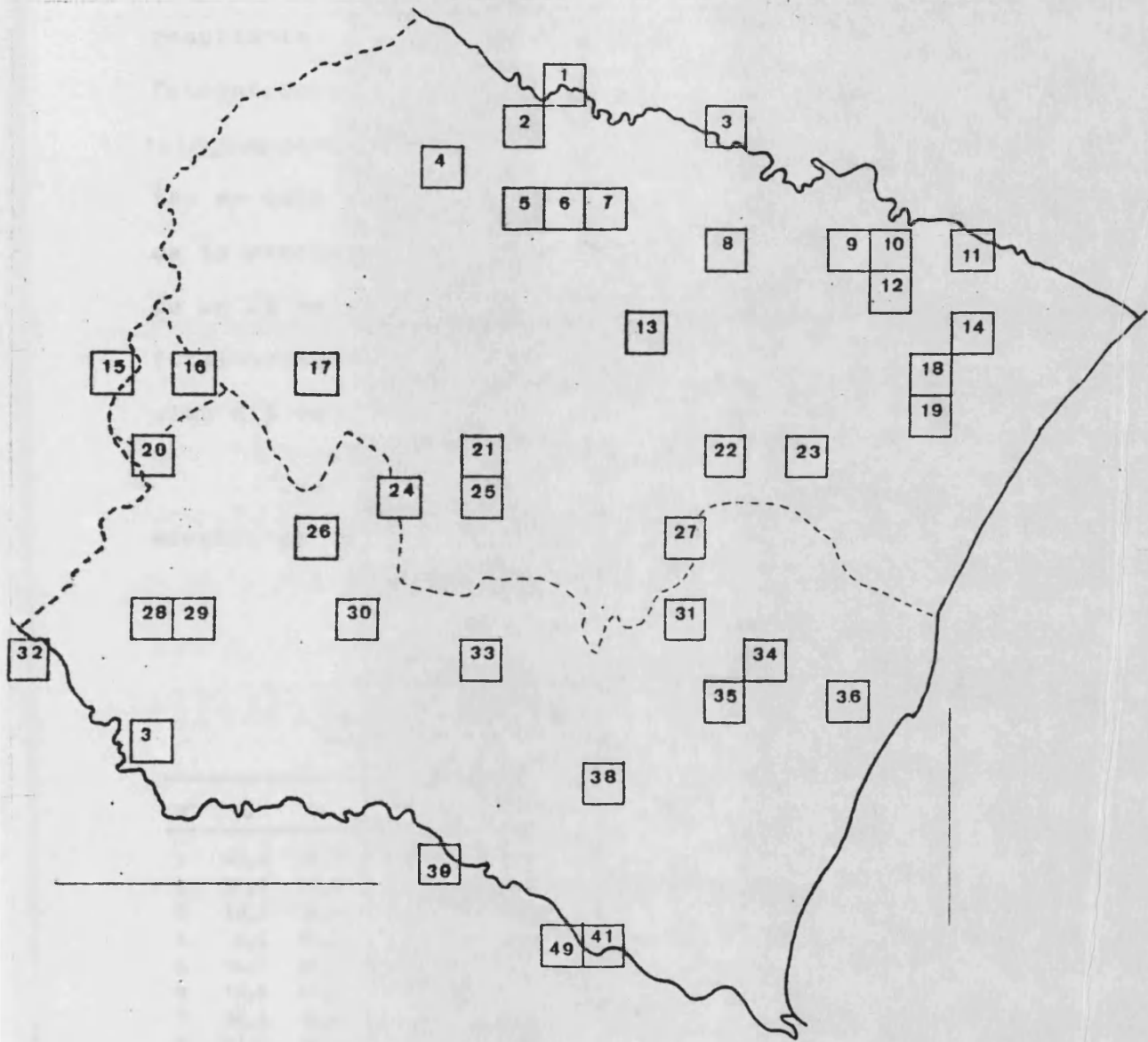


ción. Llevar a cabo la fase de cartografía contaba con el inconveniente de la gran magnitud del esfuerzo si se intentaba realizar una cobertura total. Se ha creído conveniente realizar un muestreo aleatorio estratificado (1) del 10% del área, basado en cuadrículas de 9 km² de extensión.

Para aplicar este muestreo aleatorio se ha dividido el área en cuadrículas de esta extensión, adaptadas a la retícula que forman las coordenadas de la proyección Universal Transversal de Mercator (UTM) del Mapa Topográfico Nacional 1:50.000 . A su vez estas cuadrículas han sido distribuidas en grupos de cien, siguiendo el esquema mostrado en la fig. 9.2 . El muestreo del 10% ha conducido a la delimitación de 41 parcelas de las cuales 33 se ubican en su totalidad dentro del área y 8 están situadas sobre los límites, en cuyo caso únicamente se ha considerado el sector correspondiente al área de estudio. La extensión real resultante es de 354 km² que constituye un 10'5% del área total, cercano al 10% deseado.

En la segunda fase, una vez identificadas las cuadrículas de muestreo sobre la foto aérea y realizada

(1) Los criterios y los pares de números aleatorios han sido tomados de HAMMOND y McCULLAGH (1978, p.331).



la fotointerpretación, se ha planimetrado la cartografía resultante. Para ello, se ha ampliado por 3'5 cada calco fotointerpretado. Los errores de planimetría se han restringido contrastando la suma total de las áreas resultantes en cada cuadrícula con la extensión total planimetrada de la propia cuadrícula. Se ha admitido un error de medición de un 2% de diferencia entre ambas cifras lo que, sobre la fotointerpretación original, más reducida, supone como máximo $\leq 1\%$ de error y habitualmente menos del 0'5%.

Los valores de cada uno de los tipos definidos se muestra en el cuadro 9.I.

CUADRO 9.I
Valores porcentuales de usos del suelo- ambientes geomórficos de las cuadrículas seleccionadas.

nº	Vs	Vi	Vr	Vu	Gs	Gi	Gr	Gu	Fs	Fi	Fr	Fu	Pcs	Pcr
1	48,8	38,7	-	-	-	-	-	-	5,2	-	6,1	1,3	-	-
2	31,9	63,2	-	-	0,8	-	-	-	1,2	-	2,9	-	-	-
3	19,3	38,4	-	-	-	-	-	-	12,4	-	23,5	2,3	4,0	-
4	9,3	85,9	-	-	-	-	-	-	0,8	-	-	-	-	-
5	14,1	86,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6	13,8	85,0	0,3	0,2	-	-	-	-	-	-	0,7	-	-	-
7	24,3	74,4	-	-	0,9	-	-	-	0,3	-	-	-	-	-
8	63,0	35,2	-	-	-	-	-	-	1,7	-	-	-	-	-
9	13,0	5,3	0,6	2,5	24,9	-	27,9	7,6	-	-	9,5	-	5,4	3,3
10	3,0	-	-	-	35,5	-	8,3	-	13,1	1,4	38,8	-	-	-
11	2,5	-	-	-	-	-	-	-	40,4	-	57,1	-	-	-
12	20,4	14,4	-	-	0,7	-	0,4	-	21,7	3,2	25,0	-	10,0	4,3
13	47,8	39,2	0,3	0,6	-	-	-	-	4,3	1,5	6,2	-	-	-
14	-	-	-	-	-	-	-	-	3,3	2,4	94,3	-	-	-
15	18,3	81,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
16	10,5	89,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
17	31	62,1	0,6	-	4,3	-	-	-	0,2	-	1,8	-	-	-

18	1,6	2,3	-	-	-	-	-	-	25,1	-	64,7	-	6,4	-
19	17,3	21,8	-	0,5	-	-	-	-	7,1	-	48,9	1,5	-	-
20	19,3	78,8	-	-	-	-	-	-	1,9	-	-	-	-	-
21	31,6	52,3	-	-	5,9	-	-	-	10,2	-	-	-	-	-
22	41,3	40,3	-	0,3	1,1	-	-	-	5,8	5,6	1,3	-	4,3	-
23	31,6	55,9	-	-	1,2	-	-	-	5,8	-	-	-	2,9	-
24	29,4	69,7	-	-	-	-	-	-	0,9	-	-	-	-	-
25	50,2	46,4	-	-	1,9	-	-	-	1,0	0,6	-	-	-	-
26	15,7	48,6	-	-	6,3	-	-	0,7	27,7	-	-	-	1	-
27	45,4	23,2	-	-	19,1	1,3	-	0,4	6,9	0,04	3,7	-	-	-
28	45,7	45,6	-	-	8,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-
29	35,2	4,0	-	2,5	38,1	2,6	15,4	2,1	-	-	-	-	-	-
30	43,2	17,6	-	-	6,8	-	-	-	32,4	-	-	-	-	-
31	35,8	42,1	-	-	7,6	-	-	-	14,3	0,2	-	-	-	-
32	41,3	25,5	-	-	-	-	-	-	-	8,8	24,4	-	-	-
33	1,0	0,7	-	-	-	-	-	-	98,3	-	-	-	-	-
34	41,3	11,7	-	-	11,1	-	3,2	-	6,1	-	24,8	-	1,8	-
35	48,3	51,1	-	-	-	-	-	-	0,4	-	0,2	-	-	-
36	2,8	2,6	-	3,1	-	-	-	-	-	1,3	81,7	2,0	-	6,5
37	67,8	19,6	-	-	10	-	-	-	0,5	-	-	-	2,1	-
38	-	-	-	-	1,6	-	-	-	50,9	2,5	40,1	4,9	-	-
39	-	10	-	-	-	-	11,1	-	3,5	15,0	60,4	-	-	-
40	3,2	20,3	-	-	29,6	-	-	-	-	29,6	17,3	-	-	-
41	52,2	4,5	-	-	20,6	0,2	-	-	3,3	6,2	13,1	-	-	-

9.1.2 Un medio natural intensamente ocupado.

Una rápida visión del cuadro 9.I permite apreciar las características de la región en sus facetas geomórficas generales, los usos del suelo en el momento en que se produce el corte temporal y la interpretación de ambos elementos:

- el dominio de la montaña es manifiesto en toda el área excepto el sector costero (predominio de formas de acumulación; cuadrículas 11, 14, 18, 19, 33, 36, 38, 39) y algún sector del interior (predominio de glaciares; cuadrícula 29).

- el uso del suelo agrícola más habitual es el seco, incluso en la costa, en que todavía no se ha completado la extensión del naranjal (la cuadrícula 11, en el centro de la Plana tiene todavía un 40% de seco).

- los espacios agrícolas del interior son utilizados como seco casi exclusivamente. Algunos sectores favorables topográficamente (vgr. Llano de Casinos, cuadrícula 33), no han sido transformados en regadío hasta épocas muy recientes y todavía están infrautilizados (PENNA GIMENO, in fieri).

- la montaña está, en general, altamente ocupada, pero por cultivos de seco exclusivamente. El regadío de montaña es testimonial y se reduce a pequeñas parcelas alimentadas por manantiales de escasa consideración. No obstante, esta ocupación es desigual, según sectores.

- el resto de ámbitos tienen una ocupación agrícola intensiva y apenas presentan porcentajes significativos de la categoría monte. Esto deja de cumplirse, no obstante, en algunos ámbitos fluviales, como son los cauces activos, y alcanzan cierta importancia por la misma amplitud de éstos. Las islas existentes en los lechos de estos cauces son ocupadas, en ocasiones, por algunos cultivos de seco, pero no es lo habitual.

- el uso urbano del suelo tiene escasa consideración porcentual, respecto a otros aprovechamientos,

pero en esto han podido influir en gran medida los errores de muestreo. Este tipo de uso se da en cualquier ámbito geomórfico.

Estas líneas generales, consideradas a la luz de cada unidad de muestreo por separado, sirven como introducción al tema, pero deben ser completadas en su vertiente de relaciones internas de cada parámetro y en su vertiente de variación espacial. Para ello se han elaborado un conjunto de índices por cuadrícula cuya función es resaltar el peso real de cada uno de los parámetros en relación con los demás. Los valores se muestran en la tabla 9.II.

Los índices elaborados son:

$$(1) \quad \frac{Vs}{Vm}$$

o razón entre la montaña dedicada al secano con montaña improductiva agrícolamente. Mide el grado de ocupación de la montaña.

$$(2) \quad \frac{S + R}{M}$$

o razón entre dedicaciones agrícolas y dedicación forestal, productiva o improductiva. Es, equivalente a la anterior en los sectores montañosos. Permite destacar la

CUADRO 9.II

Valores de diferentes índices que relacionan características de usos de suelo y ambiente geomórfico.

nº	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
1	1,26	1,55	8,90	4,35	1,26	0,00	-
2	0,50	0,58	11,61	6,48	0,50	-	-
3	0,50	1,54	1,52	0,48	0,50	-	-
4	0,10	0,11	0,00	12,32	0,10	0,00	-
5	0,16	0,16	-	-	0,16	0,00	-
6	0,16	0,17	14,16	19,88	0,17	0,00	-
7	0,33	0,34	-	20,17	0,33	-	-
8	1,79	1,84	-	34,64	1,79	0,00	-
9	2,46	16,04	1,04	0,19	3,05	-	-
10	-	72,20	1,10	0,03	-	-	37,95
11	-	-	0,75	0,03	-	0,00	-
12	1,42	4,69	1,77	0,33	1,42	-	14,61
13	1,22	1,44	8,02	4,59	1,24	0,00	7,03
14	0,00	48,87	0,03	0,00	0,00	0,00	40,87
15	0,22	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
16	0,12	0,12	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00
17	0,50	0,61	15,08	5,00	0,51	-	-
18	0,72	43,24	0,51	0,02	0,72	-	-
19	0,79	3,37	0,50	0,31	0,82	0,00	-
20	0,25	0,27	-	10,35	0,25	0,00	-
21	0,60	0,91	-	1,96	0,60	-	-
22	1,03	1,17	41,93	3,33	1,03	-	1,26
23	0,57	0,79	-	2,52	0,57	-	-
24	0,42	0,43	-	31,68	0,42	0,00	-
25	1,08	1,13	-	17,60	1,08	-	1,62
26	0,32	1,04	-	0,45	0,32	-	-
27	1,96	3,06	19,48	1,53	1,96	14,51	261,80
28	1,00	1,19	-	5,24	1,00	-	0,00
29	8,76	13,38	4,76	0,66	9,39	21,27	0,00
30	2,46	4,69	-	1,10	2,46	-	-
31	0,85	1,37	-	1,64	0,85	-	72,12
32	1,62	1,92	1,69	1,69	1,62	0,00	2,78
33	1,58	153,86	-	0,01	1,58	0,00	-
34	3,52	7,52	2,15	0,88	3,52	-	-
35	0,94	0,96	308,76	85,04	0,94	0,00	-
36	1,07	23,32	0,03	0,03	2,23	-	66,61
37	3,46	4,11	-	5,36	3,46	-	-
38	0,00	37,13	1,31	0,00	0,00	-	38,47
39	0,00	3,00	0,05	0,00	0,00	-	4,26
40	0,16	1,00	1,89	0,07	0,16	-	0,59
41	11,55	8,20	5,81	1,41	11,55	117,10	2,65

importancia agrícola de cada área al integrar todos los ámbitos geomórficos.

$$(3) \frac{S}{R}$$

o razón entre secano y regadío. Es especialmente significativo en el sector costero dadas las circunstancias de transformación agrícola.

$$(4) \frac{Vrs}{Grs + Frs + Prs}$$

o razón entre las características agrícolas de la montaña y el resto de ámbitos geomórficos. Puede interpretarse como medida comparativa de la presión agrícola sobre la montaña en los casos en que la extensión de los otros ámbitos geomórficos sea similar. En los casos restantes, mide simplemente el grado de dificultad de las labores agrícolas.

$$(5) \frac{Vsru}{Vm}$$

$$(6) \frac{Grsu + Psru}{Gm + Pm}$$

$$(7) \frac{Fsru}{Fm}$$

o razón entre la dedicación activa de cada ámbito geomór-

fico (cultivos y usos urbanos del suelo) frente a las dedicaciones "pasivas" (monte); son índices complementarios que permiten realizar comparaciones de los distintos usos de ámbitos geomórficos entre sí y según sus áreas.

*

El primer índice (1) destaca las notables diferencias de ocupación existentes en la montaña. Estas oscilan entre un 10% y un 90% de ocupación por el secano. Las cuadrículas con valores más elevados son preferentemente aquellas en que la montaña está rodeada de otros ámbitos de dedicación agrícola: cubetas del Villar y Casinos, valles del Turia y Palancia, piedemontes costeros, etc., pero también hay cuadrículas con elevados valores del índice en sectores claramente montañosos, como algunos parajes de la Sierra de Espadán. Los valores bajos se dan en cuadrículas con gran proporción de montaña frente a otros ámbitos y se pueden señalar dos áreas claras: la Sierra de Pina (o en general la parte occidental de Pina-Espadán) y las estribaciones de Javalambre.

(1) Tanto en este índice como en sucesivos, se toman en consideración, principalmente, las cuadrículas con extensiones considerables de los usos y ambientes que integran el índice, ya que, en caso contrario, las distorsiones de los valores de los índices pueden llegar a ser grandes.

Una primera interpretación de este índice es la de que el factor accesibilidad parece ser determinante a la hora de ocupar la montaña con cultivos. Desde perspectivas areales parece que la montaña elevada del interior (montaña "fría") está menos ocupada que la montaña existente en el sector costero o en los valles medios de los ríos (montaña "cálida"). En estos lugares y en el momento del corte temporal, esta montaña es ocupada profusamente por especies arbóreas de secano como el algarrobo y el olivo, y en la actualidad por el almendro. En Espadán, parece distinguirse, desde esta perspectiva, dos sectores diferentes: la presión sobre la montaña en la parte oriental parece ser mayor.

El índice 2 muestra también unas grandes oscilaciones de los valores de las cuadrículas; el índice es equivalente al anterior, pero amplía el análisis de proporción de ocupación agrícola del suelo incorporando el regadío y otros ámbitos geomórficos. Las correspondencias con el índice anterior son grandes, tanto en los sectores montañosos como los restantes: en los primeros, porque al incorporar nuevos elementos apenas se modifican los parámetros tomados para el primer índice; en los segundos, se demuestra que no se dan casos de ámbito de montaña con poca ocupación agrícola rodeados de otros ámbitos plenamente ocupados, de forma que los valores de ambos índices

sean dispares. Esto corrobora la afirmación realizada en el primer índice de que el factor accesibilidad es importante en la ocupación agrícola de la montaña.

El índice 3 es de fácil lectura y confirma un hecho de sobra conocido, como es el de que los regadíos se concentran en las llanuras costeras. Sin embargo, dentro de este ámbito, el índice presenta valores desiguales, dadas las circunstancias de transformación del piedemonte, de secano a regadío, en el momento que se tomó la fotografía aérea. Algunas cuadrículas de la Plana tienen valores cercanos a la unidad, lo que implica extensiones de secano y regadío semejantes; en la actualidad, los valores de los índices en estas áreas han cambiado considerablemente.

El índice 4 es de difícil aplicación dadas las desigualdades existentes entre las cuadrículas en cuanto a peso relativo de los diferentes ambientes geomórficos. En general, los valores elevados de este índice (mayor proporción de vertiente ocupada agrícolamente frente a otros ámbitos) señalan sólo la dificultad de las labores agrícolas, pero no la existencia de una mayor presión sobre la montaña.

Los índices 5, 6 y 7 muestran la diferencia de

dedicación de cada ámbito geomórfico. El primero tiene valores casi idénticos a los del índice 1, lo que, manifiesta la escasa ocupación de la vertiente en esta región con otros usos que no sean los agrícolas o forestales, al contrario de lo que algunos autores (MARTHELOT, 1962; SIVIGNON, 1975, etc.) indican para otras regiones del Mediterráneo. El segundo y tercero, dados sus altos (incluso infinitos) valores, muestran hasta qué punto los ámbitos geomórficos fáciles de ocupar agrícolamente lo están en efecto. Este hecho, por otra parte, es lógico, ya que los altos valores de presión sobre la montaña sólo se explican tras un agotamiento de los "recursos de terrazgo" más rentables.

9.2 MODIFICACIONES ANTROPICAS DEL MEDIO EN SU USO AGRICOLA.

La importancia de este tema radica esencialmente en sus resultados, es decir, en los problemas de erosión acelerada que suscita. Esta cuestión, la de la erosión en campos de cultivo, es una de las grandes facetas de los estudios sobre erosión acelerada. Es equiparable a otros, como la erosión ocasionada por deforestación (por incendios, sobrepastoreo, sobreexplotación forestal, etc.) o por episodios de lluvias extraordinarias.

Normalmente, desde un punto de vista científico, ha sido abordado en su vertiente de campos en uso (vide BRUNET, 1957; VADOUR, 1962; SHELTON, 1981, entre otros). Recientemente el tema ha cobrado importancia, y así lo corrobora el hecho de que sean varias las comunicaciones que en esta línea se han presentado en congresos recientes de procesos actuales.

No tanto lo ha sido en su vertiente de procesos de erosión ocasionados en campos abandonados. En el marco de la región de estudio, el tema únicamente ha sido abordado por BERNABE MAESTRE y PEREZ CUEVA (1980). Estos autores describen fenómenos de incisión lineal por erosión remontante de marmitas a pie de cascada asociados a roturas de ribazos en los alrededores de La Cartuja de Porta-

coeli. El conjunto de trabajos de geografía agraria que han analizado el área, tanto tesis doctorales (PEREZ PUCHAL, 1968; ARROYO ILERA, 1979; DOMINGO PEREZ, 1982), como otros trabajos menores (TAMBORERO TOMAS, 1969; HERRERO FABREGAT, 1969) no analizan estos aspectos, centrándose en otros como la estructura de la propiedad, el tipo de cultivos, evolución, producciones, regímenes de riego, etc.

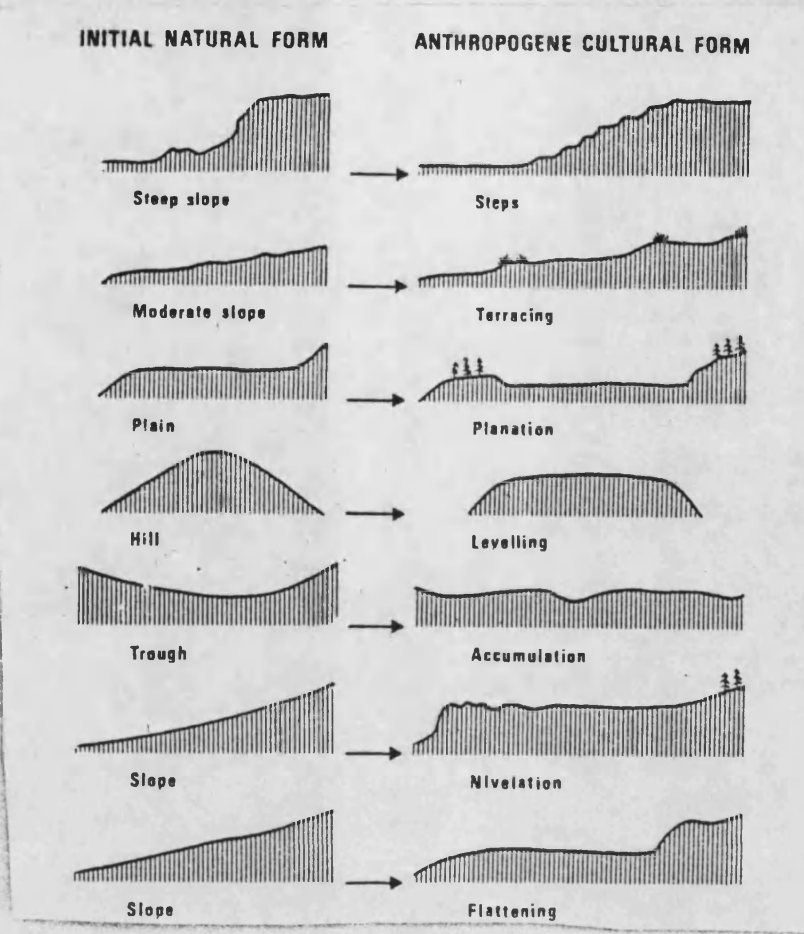
Este panorama inicial nos impide tener unas bases sólidas sobre las cuales apoyar este análisis. Por otra parte, sin embargo, permite cierta libertad a la hora de elegir los temas concretos de estudio. Estos son, como se enunciaba al trazar las coordenadas generales del trabajo, el estudio de la morfología de los sistemas de campos de cultivo y de las defensas contra la erosión.

9.2.1 Morfología de los sistemas de campos de cultivo.

Los usos agrícolas del suelo exigen un proceso, mayor o menor, de preparación. La función de dicha preparación es, tanto conquistar el máximo de extensión de campos de cultivos, como prevenir a estos de la erosión. El alcance de la preparación es diferente según el labrador tienda a adaptarse a las peculiaridades geomórficas del área elegida para cultivos o tienda a transformar la topografía y la naturaleza del suelo. Este tipo de cambios de las propiedades de los suelos (en sentido físico) ha sido bautizado como metapedología (YAALON y YARON, 1966).

Esta primera distinción efectuada es importante pues permite diferenciar entre los sistemas de campos de cultivo en pendiente y los sistemas nivelados. Estos últimos, a su vez, presentan toda una amplia gama de morfologías. HEMPEL (1971) distingue entre steps, terracing, planation, levelling, accumulation, nivelation y flattening (ver fig. 9.3), como diversas formas de pasar de una topografía original en pendiente a otra horizontal o subhorizontal.

En el País Valenciano esta distinción se traduce en dos tipos de paisajes agrarios: los de cultivo " a la



manchega", en pendiente y con escasas obras de defensa y los sistemas "abancalados" (1), predominantes en el sector costero, que son los que operan mayores transformaciones del medio.

Esta distinción básica, si bien es cierta, no revela toda la complejidad de los sistemas de defensa contra

(1) Se utiliza el término "abancalado" para referirse a todo tipo de nivelaciones del terreno.

la erosión realizados por el hombre en la región. La complejidad radica en el profundo esfuerzo de adaptación al medio físico que supone convertir una vertiente, un valle o un glacis en tierra de labor, conjugado con los distintos tipos de cultivo y a la vez con la peculiar climatología de cada sector.

Por una parte el hombre ha a adaptarse a diferentes tipos de terreno que intenta convertir en campo de cultivo: no es lo mismo roturar un suave glacis que una ladera de frente de cuesta con una pendiente de más de 20°; hay ocasiones en que las tierras de labor han de ser ganadas a un fondo de cauce o a un delgado estrato blando que aflora entre rocas duras desnudas. Por otra, el hombre dispone de una serie de posibilidades de defensa entre las que puede elegir la que más se adecúe a sus necesidades: la opción entre un sistema sólido de bancales o un sistema de desagüe de la escorrentía mediante acequias de derivación puede cambiar bastante un paisaje agrario. Finalmente, existen una buena cantidad de factores limitantes o condicionantes que pueden modificar más o menos la respuesta lógica: falta de piedras para hacer los muros, hábitos característicos de algunas áreas, pequeños recursos complementarios, etc.

A) Campos de cultivo y ámbito geomórfico.

El marco geomórfico controla en mayor o menor medida dos características esenciales de las tierras dedicadas al cultivo: la proporción del uso agrícola frente a otros usos del suelo, es decir, su misma existencia, y las características en cuanto a tamaño y forma de los campos.

En cuanto a lo primero, cabe señalar unos elementos geomórficos en donde pueden establecerse fácilmente cultivos, otras en que pueden establecerse con medidas de defensa y, finalmente, los marcos que imposibilitan un uso agrícola. Así cabe señalar como fácilmente cultivables áreas como los glacis o rampas de erosión en rocas blandas, (llanos de Barracas), terrazas fluviales, conos de deyección, abanicos aluviales (l'Horta de València), áreas de relieve alomado en materiales blandos, lechos de cauces de fondo plano, pies de laderas, fondos de depresiones cársticas y otras áreas de menor importancia.

Areas con posibilidad de cultivo, salvando ciertas dificultades, serían las laderas de montaña labradas en materiales blandos (los cultivos abancalados pueden superar los 30° de desnivel, a veces, como ocurre en Espadán o la Serranía). En el mismo sentido, pero con menor importancia, están los desniveles entre superficies sub-

horizontales con menos de 30° de pendiente (como márgenes de barrancos encajados, contactos entre dos superficies de glaciares, etc.), las áreas de montaña con estratos alternantes, laderas de menos de 30° en roca dura, pero con suelo recubriendo parcial o totalmente la superficie, cumbres alomadas de montañas, algunos fondos de barrancos encajados, zonas endorreicas desecadas, etc.

Finalmente, con nula o escasa posibilidad de cultivo están los cauces de cursos fluviales activos, cantiles (superficies con más de 45° de pendiente), o laderas entre 45° y 30°, laderas labradas en materiales duros y sin suelo, afloramientos de costras calcáreas, de materiales salinos o yesíferos, etc.

La abundancia o escasez de cualquiera de estos tipos de terreno facilitan o dificultan el cultivo, pero no lo determinan, es decir, pueden darse áreas de cultivo exhaustivo en malas condiciones geomórficas y viceversa. Existe una mayor relación entre dificultad de explotación, abandono y erosión. El concepto de área marginal aplicado en el sentido de área con dificultad permanente en el cultivo puede adscribirse perfectamente a algunos de los tipos descritos. Así, se pueden considerar áreas marginales al segundo de los grupos enumerados, salvando alguna excepción como es el caso de las zonas endorreicas desecadas

que pueden ser, tras un esfuerzo inicial, áreas de muy fácil cultivo (1). Otra característica condicionada por el marco geomórfico es la de la forma y tamaño de las paredes; sin embargo, tampoco aquí se puede hablar de un determinismo físico. Por ejemplo, en extensas áreas del interior del País Valenciano, principalmente en sectores de los Llanos de Requena y del Valle de Ayora, las divisiones parcelarias, llegan a mostrarse totalmente indiferentes a los controles geomórficos: su trazado geométrico se superpone arbitrariamente a los rasgos geomorfológicos.

A pesar de todo, incluso en estas áreas se observa un cierto respeto a las características geomórficas en forma de bancales de protección de la erosión en el fondo de las vaguadas que seccionan los glacis, en forma de campos que se adaptan a las terrazas fluviales, etc. En las áreas de campos abancalados, sin embargo, el marco geomórfico suele tener un papel importante a la hora de diseñar las características de tamaño y forma de las parcelas.

(1) Dado que en general se ha seguido este criterio de marginalidad en el abandono de los cultivos y dado que este tipo de marginalidad ha estado frecuentemente unido a otros como el de la dificultad de acceso o el de la productividad, tenemos que la mayor parte de las áreas abandonadas suelen ser las laderas y taludes con pendientes elevadas, es decir, algunos de los tipos geomórficos con máximo peligro de erosión tras el abandono.

En realidad puede hablarse de dos tipos básicos de límites en cada parcela: los de división de propiedad y los de adaptación al medio físico. El predominio de los primeros es casi absoluto en las áreas de cultivo "a la manchega" mientras que una ponderada relación entre los dos es lo usual en las áreas abancaladas.

B) Morfología de los campos de cultivo.

Un cuadro sobre los diferentes tipos de campos de cultivo, basado en criterios de situación geomórfica y de adaptación a tal medio, puede facilitar la comprensión del complejo sistema hombre-marco físico-cultivo.

CUADRO 9.III

Tipos de campos de cultivo en función del ámbito geomórfico (1)

- a) Campos de cultivo con superficies en pendiente
- Campos delimitados por divisiones de propiedad, uso u ordenación exclusivamente.
 - Bancales de vaguada con paredes en media luna
 - Bancales adaptados a estratos de rocas blandas
 - Campos aislados
- b) Campos de cultivo con superficies horizontales o subhorizontales
- | | |
|--|---|
| - (Piedemontes) | - bancales ortogonales |
| - (Laderas) | - bancales rectangulares escalonados - con pared
- con talud |
| | - bancales zigzagueantes |
| | - bancales ondulados |
| | - bancales aislados en laderas calcáreas |
| - Areas con concentración de
escorrentías | - sistemas de bancales ortogonales de fondo de
valle |
| | - bancales en cárcavas |

(1) El área de referencia de esta tipología, que no pretende ser completa, sino únicamente indicativa, son las provincias de Castellón y Valencia y sectores de Teruel.

1) Campos de cultivo en superficies con pendiente

Ya se ha insistido en que en este grupo la mayor parte de las divisiones en parcelas de cultivo no responden a sistemas de defensa: el aspecto resultante de estas áreas es el de grandes extensiones continuas de cultivo con pendientes moderadas. Los ambientes geomórficos en que pueden darse son múltiples, prácticamente todos los que permiten cultivos, siendo los más habituales las áreas de colinas poco elevadas, glacis, tanto en donde existe un nivel único como donde se presentan escalonados, conos de deyección, partes inferiores de laderas, etc.

Las divisiones del terrazgo pueden llegar a ser totalmente independientes de su morfología. A menudo se pueden observar lugares en donde una trama de parcelas elongadas se superpone anárquicamente a uno o varios de estos ambientes geomórficos sin que se presente ningún tipo de parcela de defensa contra la erosión.

Sin embargo, pueden darse campos de cultivos en los que, sin reducir totalmente la pendiente, se la modifica en alguna medida. Un tipo que surge cuando la concentración de aguas de escorrentía es notable es el que denominaremos bancal de vaquada con pared en forma de media luna (fig. 9.4). Es frecuente en tierras del W de la provincia

de Valencia y consiste en un banal con una única pared limitante (a lo sumo dos, cuando los banales están concatenados en una vaguada larga). Se sitúa en el fondo de depresiones laxas elongadas, que suelen ser, en realidad, paleocauces poco importantes desfigurados y adaptados totalmente al cultivo, o incluso antiguos barranquicos de gran amplitud corregidos en la actualidad.

Debido a que estas son áreas de concentración de flujo, el labrador se ve obligado a proteger de cuando en cuando el fondo del eventual cauce con un tipo de pared perpendicular al flujo de las aguas, que presenta una altura máxima en el centro y va disminuyendo hasta desaparecer cuando comienzan las vertientes que confinan el cauce. Cuando ocupan el fondo de grandes paleocauces la seriación de las paredes puede espaciarse incluso más de 100 m y la anchura ser superior a los 20 m . Cuando se trata de correcciones de cárcavas en laderas, con pendiente más acusada, la obra puede reducirse a pequeñas paredes de 1 ó 2 m de ancho escalonadas pocos metros entre sí. En todo caso, el espacio que separa la base de un banal del techo del siguiente, es decir, la superficie de la parcela, presenta siempre pendiente, aunque menor que la del cauce original.

Este tipo de bancales es característico en áreas extensas de glacis o en zonas alomadas con vertientes suaves, (zona de Ayora, la Font de la Figuera, el llano de Requena-Utiel, depresión de Sarrión, etc.).

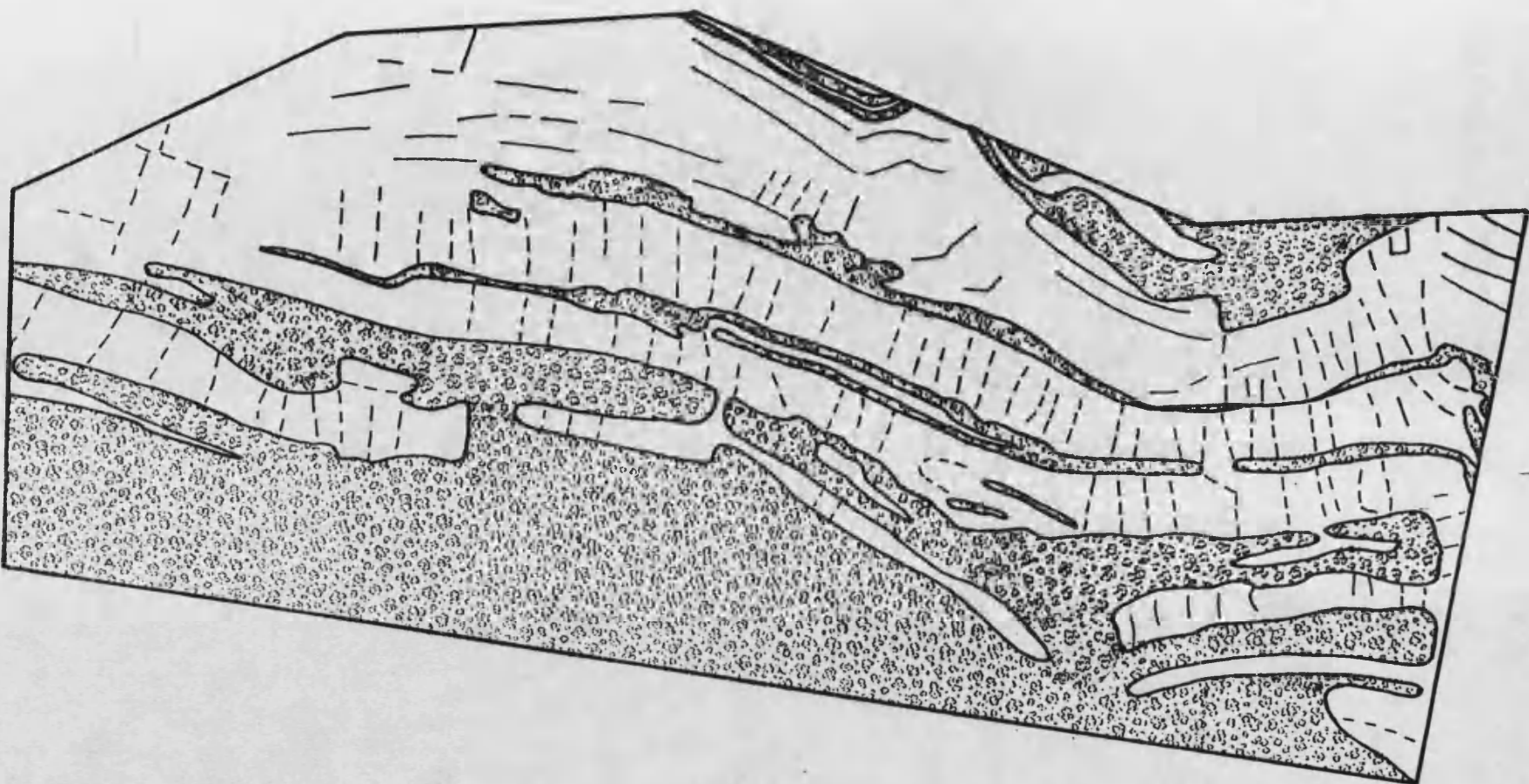
En áreas muy marginales se dan otros dos tipos de parcelas con pendiente. Las primeras y más abundantes son las de los bancales adaptados a afloramientos de estratos de rocas blandas. Si bien a menudo el paquete de rocas blandas tiene centenas de metros de potencia y puede configurar un relieve propio con sus diferentes sistemas de bancales, en otros casos, el débil espesor de los estratos hace que no pueda establecerse ninguna obra de defensa y tenga que cultivarse en talud.

Cuando los estratos son horizontales o subhorizontales la pendiente dominante es una recta perpendicular a los estratos en un ámbito de verdaderas vertientes escalonadas. En tal caso, las obras de protección son nulas, limitándose el labrador a cultivar pequeños taludes siguiendo una trayectoria recta u ondulada (ver fig. 9. a).

Cuando por el contrario los estratos son casi verticales (hog-backs, crestones) la pendiente máxima es paralela a ellos y exige, si se quiere poner en cultivo tal

Fis 9-3a7b.

porción de tierras, algunas obras de protección, papel que en el caso anterior desempeñaban los propios estratos de rocas duras.

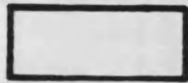
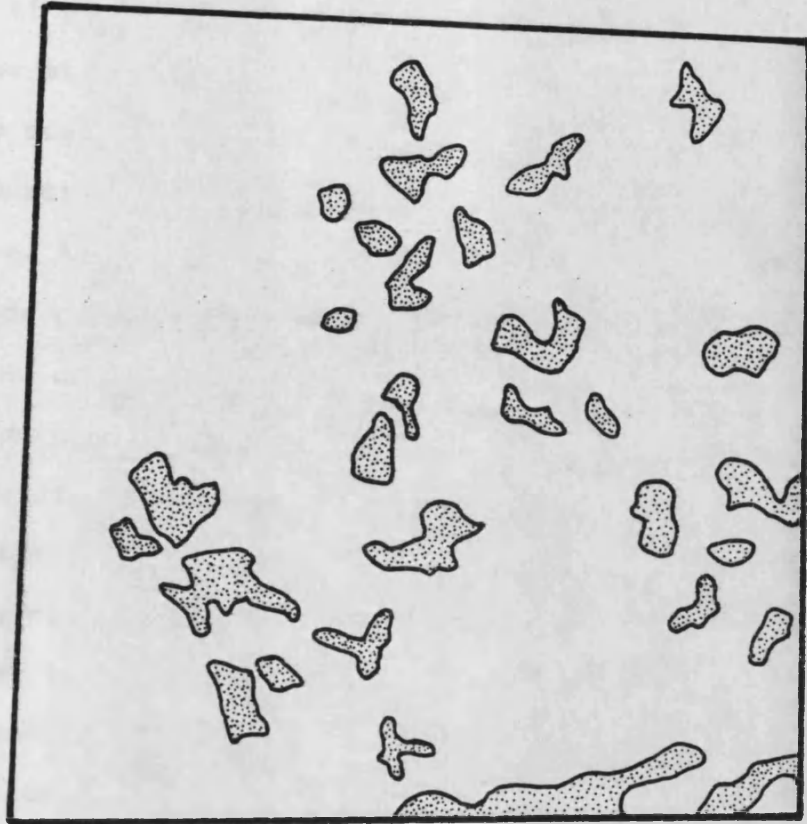


- 556 -

El primer ejemplo es frecuente en sectores en donde aflora roquedo calcáreo con alternancias de estratos de rocas blandas poco potentes en disposición tabular (1) (los sectores más característicos son el Alt Maestrat y el Caroig). El segundo tipo (fig. 9.5,b) es frecuente en sectores del N de Castellón (hog-backs del área de Morrella) y en general en los sectores montuosos de las cordilleras béticas.

Un segundo tipo de parcelas de cultivo en áreas marginales es el que denominaremos campos aislados. Se presenta en áreas favorables de cultivo desde el punto de vista de la pendiente, pero de difícil acceso, pobres en suelo o con algún otro impedimento. Son parcelas, totalmente aisladas o en pequeños grupos, rodeadas totalmente por monte bajo o bosque (menos frecuente) y casi ningún tipo de protección, ni siquiera unos límites externos (correspondería al patrón de uso del suelo de la fig. 9.6) y a menudo presentan una fuerte erosión tras su abandono, el cual, por el carácter extremadamente marginal de estos campos, suele darse con facilidad.

(1) Las formaciones que responden a estas características son, sobre todo, las del Cretácico Superior y algunas formaciones jurásicas.



2) Campos de cultivo con escasa o nula pendiente

Si el anterior conjunto de parcelas destacaba por la escasa atención a los métodos de defensa contra la erosión, no puede decirse lo mismo de los que se describen a continuación en el grupo de campos llanos o con escasa pendiente. Aquí, los sistemas de defensa constituidos por paredes de piedra seca serán los que condicionarán como norma y no como excepción la forma y el tamaño de los campos. La parcelación está guiada por los diferentes tipos de líneas divisorias: las paralelas a la pendiente suelen ser los límites de propiedad, uso u ordenación antes mencionados, mientras que las transversales a la pendiente suelen ser límites creados para desempeñar funciones de defensa contra la erosión. Los ámbitos geomórficos en donde suelen presentarse estos tipos de campos son las laderas, los glacis, las terrazas y abanicos aluviales y los fondos de cauce.

Los glacis y abanicos aluviales, superficies de bajo gradiente, presentan unos campos ortogonales que resuelven los desniveles mediante un escalonamiento de paredes más o menos distanciadas. Es el paisaje dominante de la mayor parte de las actuales zonas cultivadas con arbolado de secano o del viñedo de la parte "abancalada" de la región, representando una porción de tierras total-

mente estable frente a la erosión.

El segundo ámbito morfogenético es el de las laderas. El tipo de bancal descrito anteriormente pasa insensiblemente a un tipo de bancal de ladera, muy abundante en la provincia, el bancal rectangular escalonado (fig. 9.7). Este tipo conjuga, en realidad, los mismos elementos que el anterior, si bien se diferencia en que los

aplica a unas superficies con mayor pendiente. Esto provoca una reducción del tamaño de las parcelas, un predominio de las alargadas transversalmente a la pendiente y una mayor importancia de las divisiones de defensa frente a las de división de propiedad, que a veces llegan a desaparecer, convirtiéndose en senderos zigzagueantes o estrechas líneas de setos vivos. Este tipo de parcelación

es muy frecuente en las vertientes labradas en materiales blandos, del tipo "muela" o del que se ha definido como cap-rock, (Sierra Calderona, zona de muelas de Alpuente, etc.) o, dentro de las áreas alomadas, en los puntos de máximas pendientes.

En el área de Albaida, en donde los afloramientos de margas y arcillas no se intercalan con rocas duras, sino que se presentan con grandes potencias, la falta de material para construir los bancales determina un paisaje con parcelas de similar organización (ortogonal, más o menos elongadas según la pendiente), pero en donde la pared de defensa se sustituye por un talud de fuerte inclinación protegido con vegetación espontánea. Las paredes longitudinales a la pendiente pasan a ser aquí, a menudo, acequias de drenaje de los excedentes de agua de lluvia.

*

En un segundo plano, y como parcelas existentes en ladera podemos distinguir, al menos, tres tipos más. El bancal zigzagueante es un tipo en el que se suprimen las divisorias longitudinales a la máxima pendiente transformándola en un zig-zag con pendientes casi paralelas a las curvas de nivel (fig. 9^o). Es un tipo de parcela intermedia entre las de casi nula inclinación y las que

Fig. 9.8

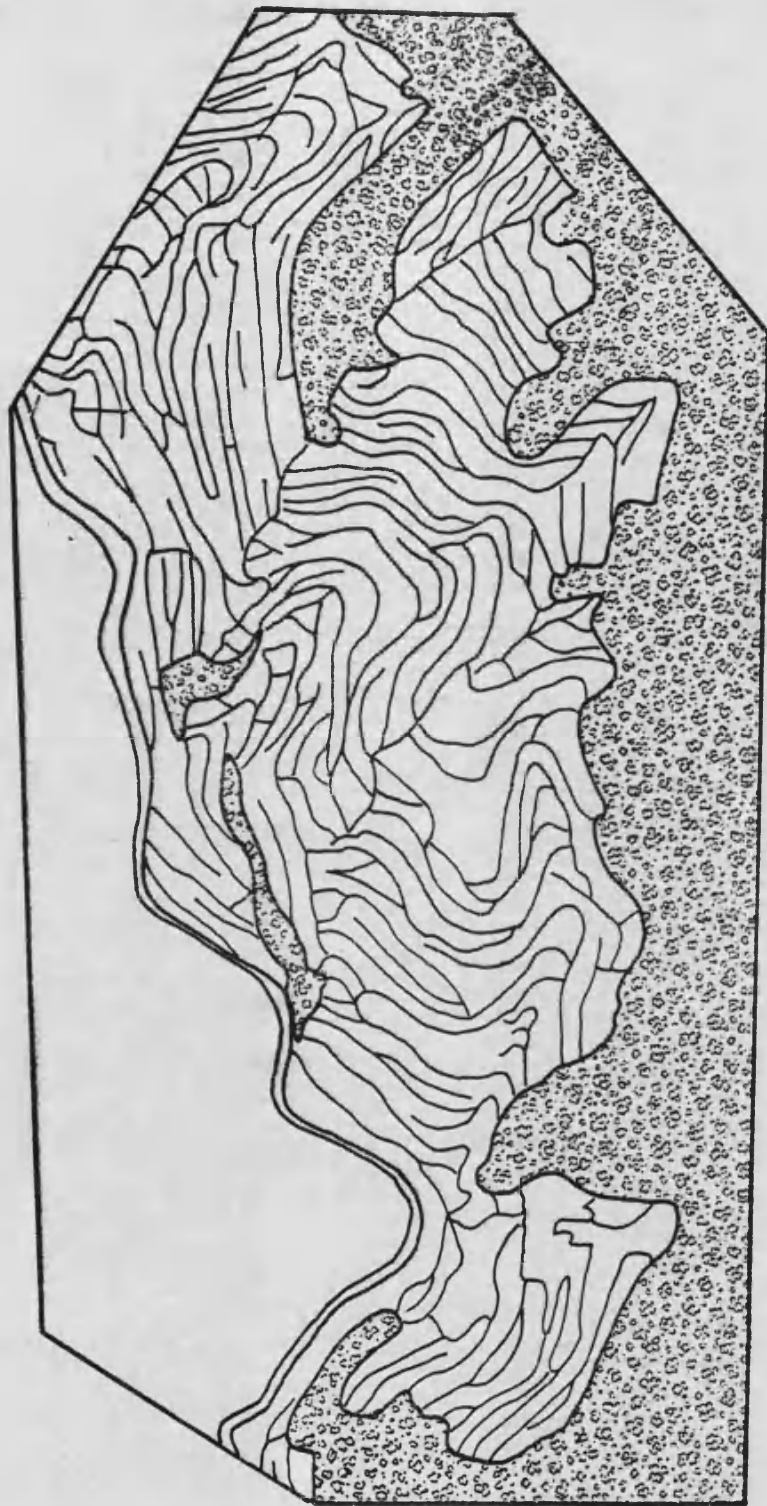
hacen caso omiso de las pendientes, si bien lo incluimos aquí, dado que compartimenta la ladera de arriba a abajo. Es frecuente en las zonas trigueras de los Ports de Morella, y en Valencia puede ser observado en el área de Alpuente .

Otro tipo, también muy propio de las áreas del N de Castellón y menos presente en Valencia es el bancal ondulado (fig. 9.9). En este tipo también tienen mucha más importancia las divisiones de defensa que las de propiedad y su característica esencial es que las primeras se adaptan, ondulándose, a las curvas de nivel, dando lugar a unas parcelas elongadas y curvilíneas. Este tipo se da en vertientes labradas en materiales blandos y de alta pendiente.

159

Finalmente, un tipo de parcela, de mínimas dimensiones a veces, es el que denominaremos bancales aislados en ladera calcárea. Estas laderas, por causas climáticas y/o antrópicas, han perdido casi toda la cubierta edáfica, descubriendo el irregular perfil de la roca madre. En los lugares en que se ha conservado un poco de suelo, a favor de las irregularidades topográficas, el labrador ha construido una pequeña pared cóncava de protección, adosada perfectamente a la microtopografía de la ladera. Esta aparece, así, moteada de pequeñas parcelas que sirven para cultivar unos pocos árboles. Este tipo es frecuente en el Mondúver, el área del Júcar en su parte oriental, las sierras de Utiel, etc.

*



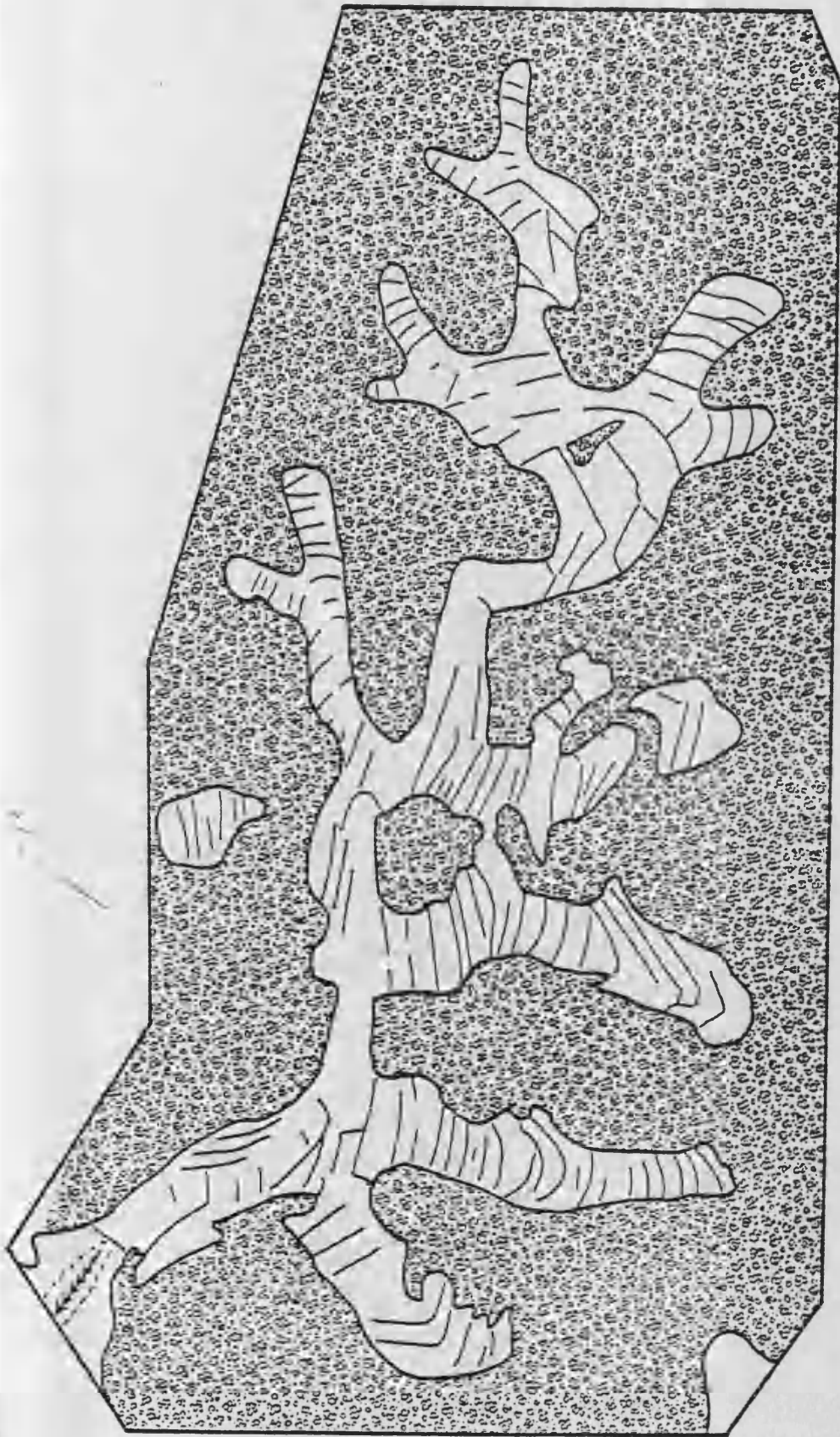
El tercer gran ambiente que distinguiremos, sin duda el de menor extensión, es el de los fondos de cauce. Como son lugares de especial agresividad de los mecanismos de erosión, presentan también obras especiales de defensa que configuran parcelas peculiares. Una posible tipificación está basada en el tamaño del cauce abancalado, por ello distinguiremos entre parcelas de fondo de valle y parcelas ubicadas en cárcavas o en torrenteras.

a) En la mayoría de valles de pequeñas o medianas dimensiones pueden producirse dos situaciones elementales: que el fondo del valle se vea surcado por un barranco encajado e incultivable o que pueda cultivarse en su totalidad. En el primer caso se suele dar un tipo de parcelas denominable de terraza: su pendiente original es nula, pero se ven obligadas a disponer de un sistema de defensa (normalmente una pared de piedras asentadas en seco) en las inmediaciones del barranco para protegerse de la zapa lateral de las aguas concentradas en éste.

Cuando se cultiva el fondo del cauce, este tipo de parcelas se combina con otras perpendiculares a ellas y al barranco, que se apoyan en las paredes exteriores y se escalonan aguas abajo. La convergencia entre las pendientes de la ladera y del barranco provoca este trazado ortogonal de las parcelas de los valles (fig. 9.10).

Fig. 10.

También suele darse, aunque menos, un tipo de parcela que pasa de terraza lateral a fondo de cauce sin solución de continuidad en la pared de defensa, simplemente curvando el trazado para adaptarse a uno u otro ambientes. En realidad, se trata de bancales del tipo "ondulado" adaptados a un fondo de barranco y no a una ladera (fig. 9.11).



Aunque fuera del área de referencia elegida, en las áreas meridionales áridas del País Valenciano es frecuente que se cultive únicamente el fondo de pequeños barrancos, al ser lugares de concentración de humedad. En ese caso, el problema suele resolverse con parcelas de fondo de barranco, escalonadas, con una pared de piedras de defensa y con una zapa antrópica de la ladera que aumenta el tamaño de la parcela y proporciona suelo al fondo del antiguo lecho.

b) Un segundo tipo de parcelas que aprovechan ámbitos que en circunstancias naturales serían cauces, son las que transforman las cárcavas rectilíneas producidas en laderas de materiales blandos. Estas son el resultado de la concentración de las aguas de escorrentía en vaguadas poco pronunciadas de la ladera; en condiciones de equilibrio precario estas vaguadas pueden dar lugar a canales encajados que disectan longitudinalmente el plano de la vertiente. En el primer estadio, el mismo abancalamiento de la ladera, adaptándose a la pequeña vaguada o reforzando los puntos más débiles, puede solucionar el problema. En el segundo, la cárcava propiamente dicha se constituye en un elemento diferente del resto de la ladera y exige, por tanto, una parcelación independiente. En estos casos, la ladera conserva su parcelación propia y la cárcava es

Fig. 12.

adaptada mediante parcelas confinadas por paredes de defensa y el talud longitudinal creado por su propia incisión. En algunos casos, como el de las cárcavas que abarrancan las vertientes del Rincón de Ademuz, la agresividad del agua es tal que exige una imbricación de las parcelas (ver fig. 9.12).

9.2.2 Las defensas contra la erosión.

Bajo este título agrupamos al conjunto de medidas que el hombre dispone para evitar que la arroyada generada por lluvias torrenciales llegue a arrancar el suelo de los campos de cultivo. Si bien los diferentes tipos de par-

parcelación estudiados en el apartado precedente están concebidos en sí mismos como defensas contra la erosión, cabe situarlos a diferente nivel de lo que propiamente entendemos aquí como defensas. Estas, sensu stricto, se refieren únicamente al mecanismo concreto que utiliza el labrador para impedir el proceso erosivo y no al marco general de defensa que suponen unas parcelas adaptadas inteligentemente a ámbitos geomórficos concretos.

Por ejemplo, en un caso determinado como son los bancales de tipo ondulado, la morfología curvilínea de la parcelación sería el modo de adaptarse al medio y las paredes de piedra seca y gruesa serían el mecanismo de defensa contra la erosión por arroyada concentrada; en otros casos como el de los abanalamientos rectos de ladera pueden darse dos o más tipos de defensa, por ejemplo, paredes de piedra seca (Sierra Calderona) o taludes de tierra cubiertos por vegetación espontánea (como en algunos sectores de los llanos de Barracas). No queremos olvidarnos, sin embargo, de la íntima relación existente entre parcelación "geomórfica" y defensas concretas.

*

Entre las defensas contra la erosión cabe distinguir dos grandes tipos de elementos:

- por una parte están aquellos que sirven al la-

brador para conseguir superficies de cultivo horizontales o subhorizontales a costa de modificar las vertientes y piedemontes, escalonándolos: son las paredes de piedra asentada en seco y en menos ocasiones, los taludes de tierra. En estos elementos el labrador concentra en un escalón la pendiente de la ladera; éste se convierte, pues, en el lugar potencialmente más peligrosos y por tanto, se protege y refuerza al máximo.

- por otra, están los canales de conducción de aguas de esorrentía, elementos cuyo objetivo es el de evitar que estos flujos, al circular libremente, arranquen el suelo y/o destruyan las paredes o taludes.

A) Paredes y taludes.

Los bancales escalonados constituyen quizá el elemento más habitual del paisaje agrario en buena parte de la región. En ellos es de suma importancia el plano vertical o fuertemente inclinado en donde se acumula todo el desnivel de la vertiente; la morfología que puede adoptar éste es sumamente variada y está en función de una serie de variables como son el tipo de cultivos, el momento en que se producen las roturaciones, la ausencia de material de construcción empleado -por razones litológicas- o el mismo valor de la producción agrícola.

Anteriormente hemos hecho referencia a una distinción básica entre paredes de plano vertical y taludes de plano inclinado. En las primeras se utiliza siempre piedra, si no en la totalidad de ellas, sí, al menos, en el tramo superior. El muro de piedra seca dispuesto en un plano vertical o subvertical es el más habitual de todos los tipos. Los segundos pueden ser totalmente de tierra (taludes con o sin vegetación fijadora) o totalmente de piedra, nunca mixtos.

Estos últimos -los taludes de piedra- son raros, pero pueden llegar a ser, a veces, el tipo de defensa predominante en algunos sectores. Al SW de la región -área de Requena (La Portera, Los Pedrones...) o en el valle de Cofrentes- constiutyen un elemento característico del paisaje agrario.

Como un tipo especial de pared vertical de piedra seca poco frecuente, podemos destacar las que culminan en una especie de muralla que se sobreeleva por encima de las tierras de cultivo. A veces, los desniveles llegan a desaparecer y esta pequeña muralla de piedra seca se convierte en un elemento que compartimenta el terrazgo, simplemente. Este tipo de paredes ya no son un elemento de defensa sino un modo de eliminar la pedregosidad de los campos y son frecuentes en los paisajes agrarios mediterráneos.

ROSSELLO VERGER (1964) los cita en el migjorn mallorquín y les asigna además de la función citada, la de cerca de ganado (ovino o porcino) o la de simple afirmación del individualismo del agricultor. BUTZER (1961) insiste en el papel de obstáculo a la erosión que tienen estas paredes. En la región estudiada -en sentido areal estricto- no son excesivamente frecuentes; en otras áreas cercanas (Navarrés, la Ribera de Cabanes, etc.) suelen estar asociadas a plantaciones de almendros.

La estructura, o disposición de estas defensas (páredes, taludes o muros) suele ser lineal, recta o curva. Cuando se asocian elementos de defensa, transversales a la máxima pendiente, con otros sin función definida o con función clara de división de propiedad, pueden producirse intersecciones más o menos perpendiculares entre ambos elementos. No obstante, existen estructuras complejas en ámbitos geomórficos especiales.

En las vertientes de arcillas terciarias de Ademuz, profundamente disectadas por cárcavas desde la cumbre hasta la base, se ha adoptado una estructura imbricada de las paredes para aprovechar estos lugares especialmente peligrosos. Las paredes son curvas, se apoyan en las superiores y sirven de apoyo, a su vez, a las inferiores (ver esquema de la fig. 9.12).

Aparte de estos tipos morfológicos de elementos o estructuras de defensa, puede hacerse otra clasificación desde el punto de vista del material de construcción. Dada la abundancia de roquedo duro o de costras calcáreas, lo habitual es encontrar paredes construídas totalmente con estos materiales. Cuando, por el contrario, no está disponible este material, el labrador se ve obligado a construir taludes de tierra, como sucede en sectores de los páramos turolenses o, al S de la región, en la Vall d'Albaida. Es de destacar que la construcción de este tipo de bancales con margen de talud de tierra suele desaparecer nada más se dispone de material duro, lo que demuestra que el uso de esta técnica depende fundamentalmente de la ausencia de este material de construcción y no tanto de otros factores culturales. En algunas áreas en que la disponibilidad de piedras es escasa, pero no nula, se puede observar un tipo de pared mixta, en la que una o dos filas de piedras asentadas en seco y sobrevoladas protegen al resto de la pared, de tierra. Este tipo no es excesivamente frecuente, pero se puede observar, en ocasiones, en el valle medio del Palancia y fuera de la región de estudio, en algunos sectores de los Llanos de Utiel y Requena.

Un tipo de pared habitual en el sector de piedemonte costero es la construída con hormigón y piedras, con

bloques huecos prefabricados o incluso con ladrillos. Es la defensa de los campos de cultivo resultantes de la transformación reciente de un piedemonte de algarrobos a un ranjal de ladera. La inversión por hanegada suele ser elevadísima e incluso de dudosa rentabilidad. (GOZALVEZ PEREZ, 1979, p. 161-162).

Finalmente, ya en el campo de las paredes construídas con técnicas actuales y no al uso tradicional, cabe citar las hechas con grandes bloques de piedras, transportadas con maquinaria pesada y, asociadas a roturaciones nuevas. La utilización de estas técnicas ha sido frecuente tras las lluvias extraordinarias de octubre de 1982. En los sectores de secano más afectados (Valle de Ayora, Caroig), algunos campos de cultivo han sido reconstruidos con maquinaria pesada. La tierra perdida se ha traído de otros lugares o se ha tomado de las márgenes de los campos y las defensas se han convertido en un simple amontonamiento de las piedras más gruesas.

Se puede hablar de una dicotomía entre los materiales y técnicas de construcción tradicionales y los modernos. Las técnicas tradicionales utilizan el material de los alrededores, muchas veces el que dificulta el cultivo de los propios campos. Las técnicas son manuales y están basadas en la inversión de grandes esfuerzos y muchas horas de tra-

bajo. En la actualidad las defensas se consideran un elemento secundario, dada su aparente improductividad. En ocasiones se llegan a cultivar campos con defensas destruidas, dado que es rentable roturar, pero no reconstruir los desperfectos de éstas. Cuando el campo es de gran valor -o cuando median "ayudas por daños catastróficos"- se reconstruyen estas defensas, pero con técnicas y materiales distintos.

B) Acequias.

Muchas veces al labrador no le basta con un sistema de paredes para proteger los campos de los efectos destructivos del agua de escorrentía superficial, o incluso supedita esa técnica a la de captación, jerarquización y/o desviación del agua mediante acequias. En este campo no existen pautas homogéneas de comportamiento, una morfología definida que permita una tipología clara como en el caso de las paredes y taludes. Cada sistema de acequias, desde el más elemental hasta el más complejo, es un perfecto sistema de adaptación geomórfica, por lo que cabría hablar más de casos concretos que de tipos. No obstante, sí que pueden hacerse algunas generalizaciones sobre el papel que desempeñan estos aparatos hidráulicos antrópicos. Así, podemos distinguir como mínimo tres funciones bien definidas: a) acequias de conducción de aguas alóctonas, b) a-

cequias de derivación de aguas autóctonas y c) acequias de redistribución de aguas (boqueres).

Estas últimas, habituales en la provincia de Alicante y poco presentes en la región estudiada, no son tanto un sistema de defensa como un sistema de riego ocasional que aprovecha los excedentes de agua de lluvia. Están compuestas por una parte superior de captación de aguas, frecuentemente un pequeño barranco, un tramo medio de conducción del agua recogida (a veces incluso subterráneamente) y una parte final en donde el agua canalizada se desparra-
ma sobre los campos de cultivo, (vid. MORALES et al., 1968).
Sistemas de captación de aguas de escorrentía para riego son reconocidos por BUTZER (in fieri) en los campos de cultivo del poblado morisco de Benialí (Aín), junto con otro tipo de acequias de derivación de excedentes de lluvias. En la región estudiada son poco utilizadas; únicamente en la cubeta de Casinos pueden observarse sistemas con esta finalidad: no se trata en este caso de una toma y redistribución directa del agua sino de grandes infraestructuras de acequias (con acueductos incluso) que conducen aguas de escorrentía de barrancos a balsones.

Estos sistemas de riego están asociados a masías importantes, fundadas en torno a finales del s. XVIII y plenamente vigentes durante la primera mitad del XIX, (MADOZ,

1848-50).

Los dos primeros tipos de acequias sí que son verdaderos sistemas de defensa contra la erosión. La acequia de conducción de aguas alóctonas, tendría una disposición parecida a la de las boqueres. Su tramo superior es una pequeña cuenca incapaz de formar por sí misma un barranco de cierta importancia, pero sí de concentrar aguas que puedan ser peligrosas para los campos de cultivo. Su tramo medio sirve para canalizar el agua entre las parcelas que ocupan el fondo del valle.

Normalmente, su trazado es de estructura ortogonal y tiende a desplazar la corriente a un lateral de la pequeña hondonada cultivada e incluso la sobreeleva poco a poco respecto a los cultivos. A veces, como en el caso de las boqueres es necesario hacer tajos profundos en la roca madre para poder seguir canalizando el agua. Finalmente, en su último tramo, la acequia vierte las aguas a un colector.

El conjunto tipo, pues, está formado por un pequeño valle totalmente cultivado en sus partes media y baja, resguardado de la erosión con un sistema de conducción de aguas entre las parcelas que posibilita la evacuación de las que se concentran en la parte superior no cultivada. Una variedad sencilla de este tipo son las acequias de dis-

persión. En ellas el agua no llega a alcanzar un colector, sino que es desparramada en un punto que no revista peligro de erosión, de manera similar a como lo hacen las boqueres, pero sin buscar la función específica de regadío -por otra parte muy difícil de averiguar, si no es mediante encuestas personales a los propietarios o usuarios-.

La función que exige unos aparatos hidráulicos más complejos es la de derivación de aguas autóctonas. En síntesis se trata de sistemas de zanjas y acequias que captan los excedentes de aguas de lluvia en una zona con cierta pendiente y totalmente cultivada y los conducen hasta los barrancos o cursos fluviales naturales. No obstante, la gran variedad de estructuras y de ámbitos geomórficos hace que tengamos que referirnos a unos casos concretos que puedan ser representativos de la tónica general.

Al S de Segorbe, en la cabecera del Barranco de Cabrera se observa un parcelamiento ortogonal que ocupa un glacis con bastante pendiente. Las parcelas están protegidas por acequias de derivación y reconducción situadas en sus márgenes longitudinales, en el sentido de máxima pendiente. Estas, como se verá en el apartado 9.3.3, han dado lugar en algunos casos, a cárcavas.

Entre Torís y Alborache (km 5 de la carretera que

une estas localidades), en un glacis de suave pendiente con parcelas ortogonales de viñedo, se observan dos tipos de acequias. Las más elementales se sitúan al pie de algunas paredes (una de cada dos o tres) y vierten sus aguas a colectores que discurren, bien longitudinalmente a la pendiente del glacis o bien transversalmente, en cuyo caso se unen a otras acequias longitudinales, engrosándolas hasta formar un verdadero barranco antrópico que desemboca en el Barranco de la Seda.

En la Vall d'Albaida, entre Llutxent y Quatretonda, existen al menos tres tipos de acequias en el marco de un paisaje alomado, labrado en margas miocenas y con campos abancalados protegidos por taludes de tierra. Las primeras se sitúan, como en Torís, al pie de cada 1 ó 2 taludes; a veces, al pie de cada talud puede ubicarse una acequia. Estas zanjaz vierten sus aguas a unas acequias longitudinales que nacen en lo alto de la loma o dorsal divisoria y mueren en el canal del fondo del valle. Este último, el tercer tipo, colecta las aguas de las acequias longitudinales y las transporta por un lateral del fondo estricto, del valle hasta un barranco importante.

En el área de l'Alforí y la Font de la Figuera, BERNABE MAESTRE y PEREZ CUEVA (1980), destacan la utilización de los assagadors (caminos de ganado) como áreas a don-

de se deriva el flujo de aguas sobrantes, con una posterior evolución de estos caminos a abarrancamientos. En uno de los casos el agua llega al assagador canalizada por unas acequias que biselan los ribazos y las líneas de concentración natural del flujo.

Aparte de estos sistemas más o menos ortogonales y siempre complejos, pueden existir canales sencillos de reconducción de aguas sobrantes adaptados a cada situación geomórfica, siendo obras coyunturales más que estructurales, como lo eran las anteriores. En la región son abundantes este tipo de elementos de defensa siendo imposible reseñarlos al completo. En la fig. 9.13 se muestran los casos localizados en que estos elementos han derivado a fenómenos de erosión acelerada. A este tipo más abundante y menos llamativo lo denominamos geomórfico y al anterior ortogonal.

C) Otras obras de defensa.

Aparte de los muros y las acequias, existen otros tipos de defensa difíciles de tipificar y clasificar. El mismo método de laboreo, en zig-zag o paralelo a las curvas de nivel es una forma muy efectiva de luchar contra la erosión, como se señala en las normas de la FAO (1963). Un método que se suma a la acción de la labor de arado perpendicular al flujo es la apertura de pequeñas zanjitas muertas

a intervalos regulares. Otras veces se dispone únicamente una zanja a pie de muro o inmediatamente al lado de la parte superior del muro. Estas últimas vierten el agua al ban- cal inferior mediante una rampa que sirve, además, de trán- sito entre los bancales. De esta forma, sin derivar el agua a colectores jerarquizados, se consigue preservar los muros del desmoronamiento que provocaría el agua de escorrentía al saltar.

En los bancales de fondo de barranco y otras áreas de concentración del flujo, los muros de piedra suelen pre- sentar algún tipo de reforzamiento. Muchas veces se sobre- elevan las paredes para provocar la deposición de los sedi- mentos arrastrados. Otras veces se habilita un portillo de desagüe (sangrador, vessador) en el centro del muro y se protege con piedras o losas la caída de las aguas.

En zonas de cultivo en pendiente, la pérdida de sue- lo por arroyada es especialmente intensa. La arroyada difusa puede frenarse favoreciendo la pedregosidad de los terrenos. Esta es, en cierta manera, producto de la arroyada difusa, pero a partir de un momento se convierte en obstáculo para la misma. Cuando la arroyada se concentra, todo tipo de im- pedimento que provoque la deposición de sedimentos o la dis- persión del agua es bueno. Ya hemos visto la importancia de los pequeños muros en forma de media luna a la hora de

frenar la progresión de los acaravamientos en las vaguadas. Los rills que se producen en las áreas de viñedo pueden ser frenados mediante la colocación de apilamientos escalonados de sarmientos.

Finalmente, en áreas de transición a las provincias castellanas y aragonesas (Sierras de Utiel, Valle de Ayora, la Serranía) es frecuente ver una intercalación de monte y cultivos. El cultivo se realiza en un plano con cierta pendiente que se interrumpe rítmicamente con franjas alargadas de monte bajo.

Este conjunto de medidas, todas ellas adoptadas en mayor o menor medida en la región estudiada se sintetizan en el Cuadro 9.IV.

CUADRO 9.IV

Tipos de defensa contra la erosión

- a) Paredes y taludes:
- verticales: - pared de piedra seca
 - pared de tierra con cubierta de piedras
 - pared de mampostería
 - inclinados: - talud de tierra (con o sin veg.)
 - pared inclinada de piedras
 - sobreelevados: - muretes de piedra
 - apilamientos de piedras y bloques
- b) Acequias:
- de derivación: - ortogonales
 - geomórficas
 - de reconducción de aguas alóctonas
 - de dispersión
 - boqueres (sin función específica de defensa)
- c) otros medios
- método de arado
 - zanjas
 - refuerzos especiales de los muros
 - frenadores del agua (sarmientos, ramas)
 - pedregosidad
 - fajas de monte, etc.

9.2.3 El abandono de los campos de cultivo o de sus defensas y la erosión.

Este apartado pretende únicamente esbozar los rasgos generales de la erosión acelerada actual por abandono de campos de cultivo, a la luz de las matizaciones realizadas sobre morfología de los campos y tipos de defensas y de acuerdo con el grado de abandono apreciado en cada tipo. Es, también, el eslabón que enlaza estos temas anteriormente referidos y los que constituirán el último apartado.

Normalmente, la erosión acelerada se desencadena más rápida y violentamente en áreas de cultivos en pendiente que en áreas abancladas. Allí, la formación de rills y cárcavas es relativamente rápida y frecuente. Los primeros suelen ser efímeros, con lo que la erosión se localiza únicamente en puntos determinados; no obstante, no es nada difícil que se desarrollen hasta formar cárcavas, sobre todo en las vaguadas de las laderas.

En los campos abandonados se incrementa la tasa de escorrentía debido a la mayor impermeabilidad de una tierra no arada. Cuando aquellos vierten sus aguas sobrantes a sistemas de acequias de derivación, los canales ven aumentado su módulo respecto al que tenían cuando drenaban los campos en uso.

Según HUDSON (1982, p.221) los incrementos de caudal son la causa básica de acaravamientos y sus causas más normales son los cambios de uso del suelo. Las acequias de derivación o de reconducción de aguas son, por esto, un elemento de defensa muy susceptible a la erosión tras el abandono de los campos, ya que normalmente su pendiente y su flujo suelen estar en un equilibrio precario. Como se decía, un débil aumento del flujo en la acequia puede ser, en ocasiones, determinante de una erosión lineal.

En el área de l'Alforí, por este motivo, las acequias se han convertido en verdaderos barrancos cuyo flujo ocasional continúa actualmente arrancando material del lecho. Otras veces, un descenso en las labores de los campos, aunque estos no se abandonen, puede provocar el mismo fenómeno de inestabilidad erosiva en el fondo de las acequias de derivación.

Entre Manises y Riba-roja (km 6, parte N) sucede lo contrario: una acequia de derivación del agua de un pequeño barranco ha dejado de cumplir su función al ser abandonada, por obstaculizarse su punto de conexión con el barranco; las aguas de éste transcurren ahora por su cauce natural, es decir, entre los campos de algarrobos que antes se veían preservados de ella por la acequia, ocasionando la formación de un rill de más de 10 m de longitud y hasta

40 cm de profundidad.

En áreas abancaladas y abandonadas, la erosión también suele estar en relación con la concentración de flujo. En condiciones normales, únicamente se produce un desmoronamiento parcial o total de las paredes y una débil reacomodación de tierras. En todo caso, la respuesta erosiva siempre queda retardada y está supeditada a la rotura de las sólidas defensas. Sin embargo, cuando se produce concentración de aguas de escorrentía, la rotura de las defensas es más fácil, y se desarrollan rápidamente cárcavas por erosión remontante. En las vertientes labradas en materiales blandos del Rincón de Ademuz y la Serranía se pueden observar cárcavas que surcan la ladera de arriba a abajo. En el área del sanatorio de Portacoeli, en unos bancales abandonados de fondo de vaguada se ha instalado una red de cárcavas después de la rotura de las paredes en poco más de 10 años, según se desprende del contraste entre fotografías aéreas recientes y la actualidad (BERNABE MAESTRE y PEREZ CUEVA, 1980). En la actualidad ha vuelto a estabilizarse la erosión al volver a labrarse los campos y al reconstruirse las defensas con maquinaria pesada.

En otras ocasiones, si bien se ha abandonado el cuidado de las defensas, no se hace lo mismo con el cultivo.

En un área al SW de los Isidros, un fondo de vaguada cultivado presenta actualmente unas roturas de márgenes y la formación de un incipiente acaravamiento. Ello no impide la roturación, que va adaptándose, mediante ondulaciones, a una cárcava creciente: la costosa atención a los cuidados de las defensas mediatiza un tipo de uso agrícola depredador del medio.

En conclusión, relacionando las frecuencias de abandono de los campos con su susceptibilidad a la erosión, tendríamos como lugares altamente peligrosos los indicados en el cuadro 9.V .

CUADRO 9.V

Susceptibilidad a la erosión acelerada tras abandono de cultivos

-En cultivos con pendiente	- campos asilados - algún tipo de bancale de estrato blando (vgr. los de los <u>hog-backs</u>)
-En cultivos abancalados	- bancales de laderas labradas en materiales blandos con fuerte pendiente - bancales ondulados - todos los tipos de parcelas de fondo de cauce
-En ambas áreas	- parcelas asociadas con acequias de derivación de aguas

9.3 FENOMENOS DE EROSION ACELERADA EN AREAS AGRICOLAS PRODUCIDOS POR AGUAS DE ARROYADA.

9.3.1 Aspectos generales de la erosión en medios agrícolas.

La erosión es el producto de una larga serie de variables dependientes e independientes sujetas a cambios espaciales y temporales; excepto en escasos lugares de la superficie terrestre, siempre tiene saldos negativos. En condiciones naturales cada ambiente morfogénético tiene una tasa de erosión peculiar, más o menos elevada. CORBEL (1959) ha analizado las velocidades de erosión producidas bajo diferentes climas a partir de los acarreos en suspensión y disolución de los ríos, llegando a ofrecer un cuadro completo de su comportamiento a nivel mundial. Según él, las áreas mediterráneas, si bien no destacan por tener bajos índices, no sufren excesivamente los procesos erosivos. En general, se ha tendido a exagerar para estas áreas la potencia de la erosión, citando únicamente ejemplos record. Por el contrario, lo que caracteriza al área mediterránea es el extremo impacto del hombre en el medio natural, realizado, además, en un periodo de tiempo muy dilatado.

El hombre ha hecho inestables, en cuanto a la ero-

sión, grandes extensiones de terreno, tanto en el área mediterránea como en el resto del globo terráqueo, haciendo que sus efectos sean mayores que los naturales (DEMEK, 1975). Uno de los espacios propicios a la intervención humana son, precisamente, los agrícolas. Allí, según PARK (1980), dos tipos de cambios son los que puede haber realizado el hombre: los cambios en la configuración de los canales de esorrentía y los operados en las cuencas de recepción de cada canal, en el sentido de modificación de la cubierta vegetal, prácticas de drenaje, prácticas forestales, etc. En general, si bien los cambios producidos por el hombre pueden tender hacia la estabilidad, según este autor la mayoría de ellos tienen un efecto contrario. Según DUNNE y LEOPOLD (1978) los producidos en los canales conducen a su inestabilidad, a efectos de reajuste a las condiciones impuestas, a efectos aguas abajo o, incluso, a "degradación estética".

La inestabilidad erosiva es producida por diversos tipos de mecanismos: la originada por el impacto de las gotas de lluvia (raindrop impact), la de las aguas de arroyada en manto (sheetwash), la de los regueros erosivos (rills), la de las cárcavas (gulling), la de los canales erosivos subterráneos (pipinq), etc. Para DUNNE y LEOPOLD (1978) uno de los principales factores que controlan el inicio de la erosión, es decir, el arranque de las partículas

de suelo por el agua de lluvia, es la densidad de la cubierta vegetal. El otro factor es la resistencia del suelo a la dispersión.

Si la capacidad de infiltración del suelo es menor que la intensidad de la lluvia (dos factores más) puede producirse una escorrentía superficial, primero en manto y luego concentrada. La intensidad de esta erosión dependerá de la cantidad de agua excedente, resultado de los dos factores anteriores. La inclinación, así como la longitud de vertiente -en los campos de cultivo en pendiente- son otros dos factores, por sus efectos sobre la velocidad del flujo el primero y sobre la cantidad de agua acumulada el segundo.

Si se da una acumulación suficiente o se dispone de una microtopografía adecuada, el agua puede concentrarse e incidir en el suelo, dando lugar a rills o cárcavas, dependiendo la progresión de ambos, además de la necesaria concentración de flujo, de las diferentes resistencias del suelo atravesado: un rill puede convertirse en erosión en manto si alcanza un nivel duro y tiende a progresar por zapa lateral.

Todos estos factores que controlan la erosión han sido investigados más o menos ampliamente, tanto en sentido

teórico como aplicado, y ya separada como conjuntamente. Los análisis de BERGSMA (1979) o ATESHIAN (1974) sobre el cálculo de los índices de erosividad de las lluvias a fin de poder usar correctamente el índice de erosionabilidad de Wischmeier son dos, entre otros ejemplos, de estudios realizados sobre las particularidades de uno de los factores de la erosión. ATESHIAN (1974) resalta la importancia del cálculo de índices para tormentas individuales, intentando huir de la generalización que supone el cálculo de la torrencialidad media. En este sentido BRYAN y CAMPBELL (1980) destacan la importancia de umbrales de precipitación para el movimiento de sedimentos, y por tanto, para el inicio de la erosión.

La erosionabilidad del suelo, o capacidad de resistencia a la disgregación en partículas susceptibles de ser transportadas, es otro de los aspectos más analizados (vid. BRYAN, 1976), especialmente refiriéndose a áreas ocupadas por el hombre para uso agrícola (WISCHMEIER, JOHNSON y CROSS, 1971) y, en ocasiones, bajo un determinado tipo de cultivo (GRIEVE, 1980).

Aparte de estos estudios centrados en la relación entre erosión y un factor concreto de ella, son también frecuentes los trabajos de síntesis, en donde se analizan las relaciones en conjunto, de cuyo examen se pueden extraer

conclusiones importantes. Algunos de ellos se refieren a aplicaciones teóricas del índice de erosionabilidad de Wischmeier, contrastando con trampas de sedimentos los resultados teóricos (vgr. ROOSE y LELONG, 1976).

HEUSCH (1969) intentó establecer la cantidad de pérdida de suelo por erosión en un área submediterránea, la cuenca del Sebou (Marruecos), y a la vez determinar los factores más importantes. Según este autor la resistencia de los materiales a ser arrancados está en función de los tipos de litología, la humedad del suelo (un suelo seco es más resistente que uno mojado) y el aspecto erosivo previo.

BRUNET (1957), estudiando la erosión acelerada en el área de Toulouse (Francia), distinguió entre factores morfológicos (estructura y litología, relieve y comportamiento de los suelos) y factores climáticos, concretamente la lluvia. Este autor hace especial hincapié en las formas de escorrentía y sus factores: un cambio en el valor de la pendiente puede transformar una arroyada difusa (o "arrollada", como propone HERNANDEZ- PACHECO, 1941) en una escorrentía concentrada; una disminución de la pendiente puede provocar deposición de sedimentos, y abajo, una nueva erosión, al ganar potencia el agua por perder carga; a lo largo de una pendiente regular la concentración de agua y la incisión no aparecen más que a partir de cierta distancia hacia aba-

jo; la erosión y la acumulación no están separadas únicamente por el espacio sino también en el tiempo.

VAUDOOUR (1962) centró su atención, al estudiar la erosión del suelo en medios agrícolas en Auriol (Francia), en el papel de la acción humana. Para él, la mecanización de la agricultura, que tiende a suprimir los aterrazamientos para ampliar los campos, las transformaciones económicas y sociales del mundo moderno que inducen al labrador a descuidar las defensas por la poca rentabilidad de este trabajo, la mentalidad derrotista del campesinado frente a las fuerzas de la naturaleza y la multiplicación de residencias secundarias por parte de habitantes de la metrópoli (Marsella), no preocupados por la defensa contra la erosión son las causas esenciales de un incremento sustancial de la erosividad de las aguas de lluvia.

Como se puede observar, son bastantes y variados los factores que controlan la erosión o los cambios de ritmo de ésta, por lo que es sumamente complejo integrarlos en un análisis cuantitativo. Una gran línea de investigación, en este sentido, es la que proponen WISCHMEIER y SMITH (1965) haciendo depender la erosión de unos factores cuantificables como la intensidad de la lluvia (R), la erosionabilidad del suelo (K), la protección de la cobertura vegetal (C), la longitud de la vertiente (L), su pendiente

(S) y las prácticas de conservación del suelo (T); es lo que se denomina Ecuación Universal de Pérdida de Suelo (USLE).

Entre estos factores es fácil centrar la atención en el papel de las lluvias torrenciales, dado lo espectacular de éstas y de sus efectos inmediatos, y es posible que se esté en lo cierto si se admite un mayor protagonismo a un episodio excepcional que a un largo ciclo de episodios normales. Precisamente durante la elaboración de este trabajo se ha tenido, desgraciadamente, la oportunidad de observar uno de estos episodios: el de las fuertes lluvias acaecidas en octubre de 1982 en gran parte del País Valenciano; sus efectos se señalarán en uno de los ejemplos de erosión acelerada del apartado 9.3.3; PONCET (1970), por su parte, investigó los efectos catastróficos de las lluvias de otoño de 1969 en Túnez, describiendo las transformaciones morfológicas e hidrológicas habidas: apertura y recalibrado de valles, incisión de cárcavas en los piedemontes, extensión de mantos de agua en las depresiones, etc.

Sin embargo, en otras ocasiones son otros factores aparentemente menos importantes los que dan lugar a un fenómeno de erosión determinado. Así, HAIGH (1978) señala la relación existente entre grietas de desecación y formación de pequeños rills en suelos ricos en arcilla, mientras

que JONES (1981) destaca la importancia del pipinq en la iniciación y progresión de cárcavas. Todos y cada uno de estos factores pueden jugar un papel importante en un momento determinado.

9.3.2 Fenómenos de erosión producidos por concentración antrópica de la escorrentía: una perspectiva espacial.

La implantación areal de los fenómenos de derivación de aguas de escorrentía es muy grande, aún tomando en consideración sólo sistemas de acequias con tamaños a grande y mediana escala. La función de defensa contra la erosión es sin duda la más importante y ya ha sido explicada en apartados anteriores. Asimismo, se ha indicado el peligro potencial que suponen estas modificaciones del medio natural, al propiciar, tanto a causa del abandono como a causa de defectos de diseño, la erosión por incisión lineal.

En este último apartado se quiere plasmar cartográficamente la importancia que reviste el fenómeno. Para ello, en la fig. 9.13 se muestran los aparatos hidráulicos antrópicos identificables en fotografía aérea (1). De ellos, sólo

(1) Escala aproximada 1:33.000, aumentada por tres mediante lupa binocular.

se han tomado los que presentan fenómenos de incisión lineal.

Unicamente se han señalado aquellos casos en que existen indicios razonables de que sean canales antrópicos y algunos, los más importantes, han sido visitados. Asimismo, en los canales o sistemas de canales en que esté clara la función específica de la modificación antrópica, se ha señalado cuál es.

Puede constatarse, observando la figura, que la implantación de estas modificaciones inductoras de erosión acelerada es intensa y general. Unicamente escasean en las áreas de montaña, en parte porque en ellas es menor la dedicación no agrícola y en parte porque hay menos dificultades de drenaje (áreas agrícolas menos extensas, pendientes más acusadas, proximidad de cauces naturales colectores, etc.).

Los tipos más frecuentes son las acequias de desviación en valles pequeños y medianos. Menos frecuentes son las grandes obras de desviación de cauces: los ejemplos del Barranc de l'Espartar en Puçol o del colector de los barrancos que bajan de la Sierra de Espadán, denominado "la Serraleta", en Nules, son quizá los más significativos. Los grandes sistemas de derivación en piedemontes también

son escasos. El del valle del Barranco de Cabrera, al SE de Segorbe, es el más interesante y será analizado a continuación.

Entre los factores que favorecen la existencia de estos fenómenos el más importante es la impermeabilidad del terreno. Es preciso destacar, en este sentido, la gran correspondencia existente entre su distribución y el mapa de afloramientos del Keuper, el tipo de litología más impermeable de las que constituyen el roquedo de la región. Asimismo parece insinuarse una correspondencia entre estos fenómenos y uno de los factores más discutidos en la bibliografía comentada anteriormente; la torrencialidad. El área con mayor concentración de canales antrópicos es la mitad oriental de la región, precisamente la que en el capítulo climático definíamos como más torrencial desde el punto de vista de intensidades altas y de reiteración del fenómeno.

9.3.3 Algunos ejemplos de sistemas antrópicos de drenaje inestables.

Para completar la exposición de este tema se recurre al análisis más o menos detallado de algunos ejemplos con interés, tanto dentro como fuera del marco estricto del área de estudio.

A) El Barranco de Cabrera.

a) Descripción general.

Esta área, situada unos 2 km al S de Segorbe, forma parte, desde una óptica estructural, de la falda septentrional de la estructura antiformal de la Sierra Calderona: si en el centro de la sierra afloran abundantemente las areniscas rojas de Buntsandstein, aquí se suceden, alternativamente, tramos de dolomías y calizas dolomíticas del Muschelkalk y margas, yesos y arcillas del Keuper. Estos últimos materiales son propicios a que se desarrollen glacis y glacis-terrazas bastante amplios y llanos. El área que nos ocupa, la cabecera del Barranco de Cabrera, es uno de estos glacis labrados en yesos y margas yesíferas. Los materiales que constituyen la roca madre se presentan, apenas cubiertos por una capa de suelo, desde la falda de las montañas hasta mitad del valle, siendo exhumados en algunos lugares por la erosión de algún barranco. Hacia el centro del valle van creciendo en potencia los depósitos coluviales, formados por arcillas y limos rojizos con intercalaciones de gravas angulosas con estratificación planar, en ocasiones potentes y encostradas, pero siempre empastadas en mayor o menor medida con arcillas. Esta facies, de glacis de acumulación, da lugar en las estrictas inmediaciones del barranco principal a unos depósitos de carácter más fluvial

en donde alternan capas de gravas subredondeadas con paquetes de limos ocres y pardos.

b) Adaptación humana.

El labrador ha ocupado totalmente estas tierras, tanto las del perímetro exterior del valle, de suelos más pobres, como las fértiles del centro, así como las faldas de las laderas que confinan el valle (fig. 9.14). Los cultivos tradicionales han sido la vid y, sobre todo, el olivo; el almendro, introducido recientemente, todavía no ocupa demasiada extensión. Las parcelas adoptan un trazado ortogonal en casi toda el área del valle, con formas semejantes al cuadrado. Los límites de las parcelas son generalmente perpendiculares o paralelos al cauce principal. Las defensas consisten en muros de piedra de poca altura, dadas las bajas pendientes generales, si bien en las partes más altas del glacis y en las faldas de las montañas incrementan poco a poco su altitud al mismo tiempo que el perfil de la parcela va dejando de ser un cuadrado para ser un rectángulo cada vez más elongado.

El agua de escorrentía que afecta a este parcelario es la que proviene de la concentración en pequeñas cuencas vertientes de las montañas contiguas o bien, sobre todo, la que cae directamente sobre este amplio valle. Las primeras, si la captación de aguas es importante, dan lugar a



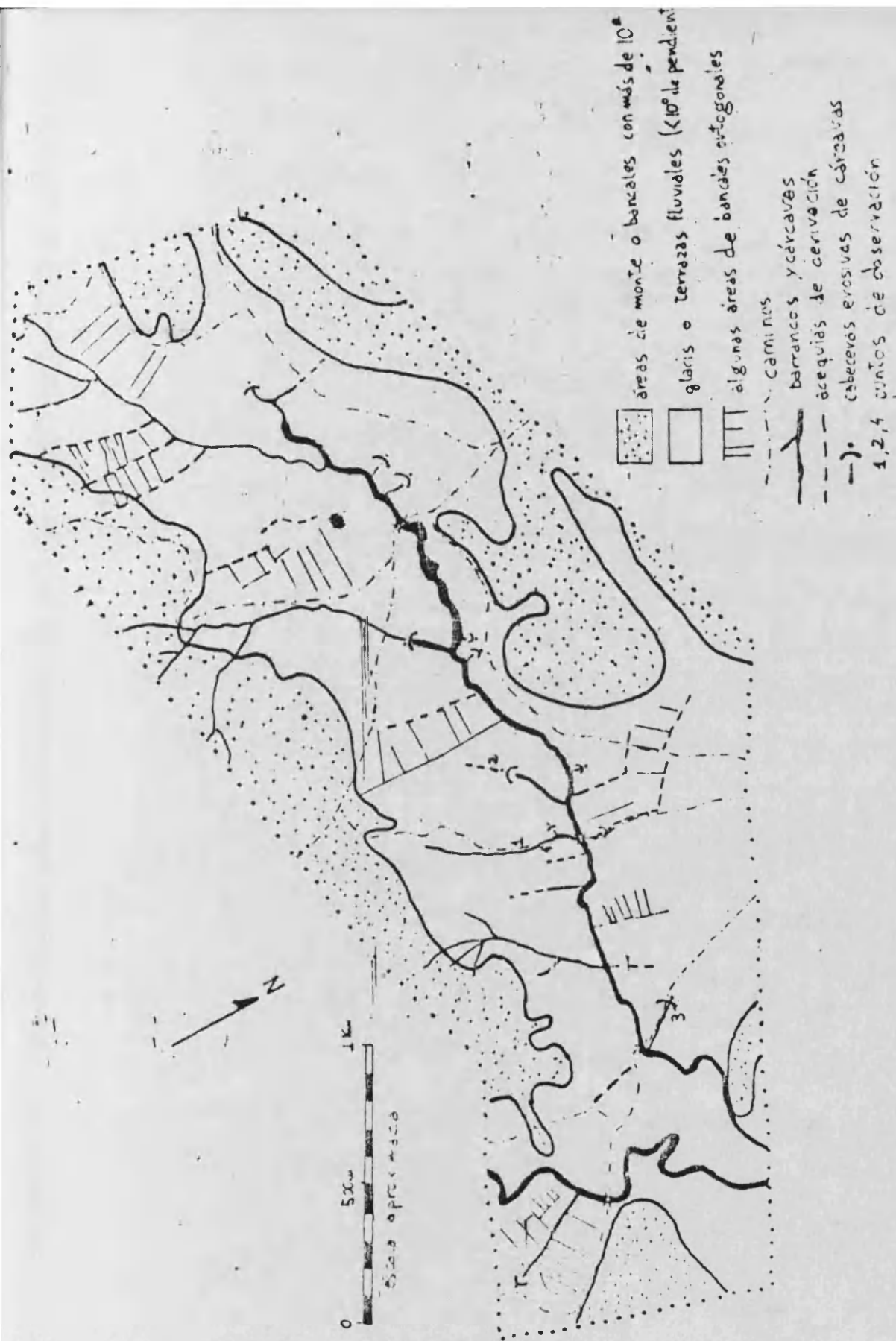


fig. 9. 14

barrancos afluentes del principal, cosa que sucede en raras ocasiones. Si, por el contrario, el flujo de agua concentrado en la montaña es de poca importancia es drenado por acequias de aguas de escorrentía situadas en los límites de parcelas perpendiculares al cauce principal, es decir, las que siguen la máxima pendiente.

Estas acequias ven incrementado su caudal con el agua que recogen las propias parcelas gracias a derramaderos situados en el ángulo más bajo de la parcela ortogonal (que vierten directamente el agua a la acequia), o gracias a canales situados en la base de las paredes de los bancales. Este sistema de derivación de aguas puede llegar a generar acequias sin el concurso de una captación de aguas ajena a la de las tierras de cultivo.

El conjunto de acequias colectoras, vierte el agua directamente en el barranco principal que circula encajado más de 3 m, por término medio. La función de colectores de aguas es desempeñada, ocasionalmente, por alguno de los caminos que cruzan transversalmente o en bisel el glacis, actuando las márgenes de éstos como acequias.

El abandono de campos de cultivo en esta área ha sido muy escaso, lo que hace que se mantengan en la actualidad condiciones de equilibrio o desequilibrio de etapas

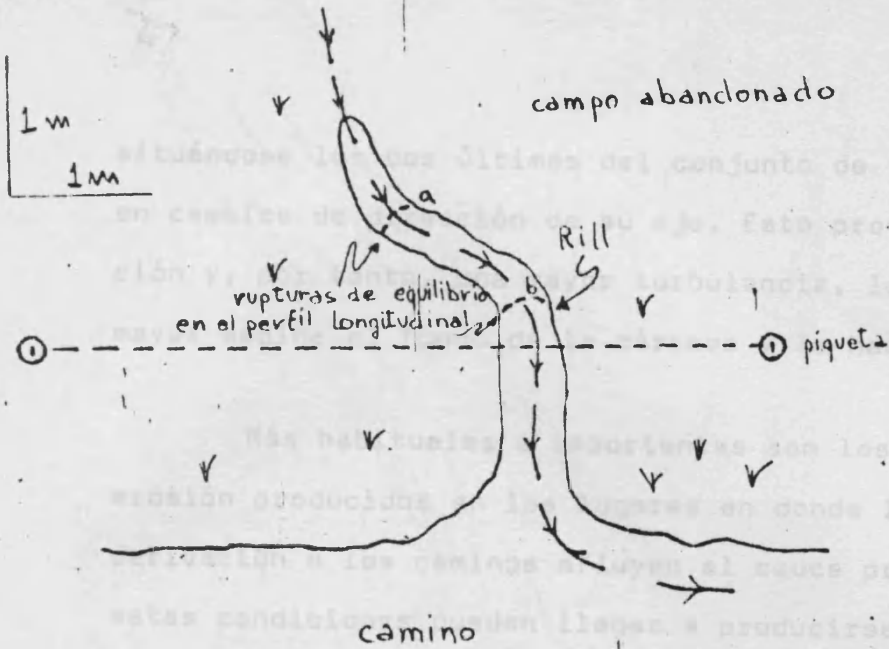
anteriores. Únicamente la mecanización ha permitido, desde la óptica de la lucha contra la erosión, tapar con acarreos de materiales alóctonos (materiales de derribo, desechos de canteras de yeso, etc.) algunas de las cárcavas incipientes formadas por la rotura de algún equilibrio precario.

c) Fenómenos de erosión.

En un área como ésta, en pleno uso agrícola, no se encuentran fenómenos de erosión como roturas de hormas (1) y formación de rills o cárcavas efímeras en los campos de labor. Únicamente en los escasos campos abandonados puede observarse alguno de estos fenómenos mencionados. Es el caso del representado en la fig. 9.15, que muestra la planta y los perfiles longitudinal y transversal de una pequeña cárcava en trance de progresión longitudinal y ampliación lateral. La cuenca de recepción de ésta es una superficie de unos 200 m² tan sólo, en la parte derecha de un campo abandonado situado en el punto 1 de la fig. 9.14 . El desnivel existente entre un camino lateral y el campo ha motivado el retroceso erosivo de la cárcava en el punto de desagüe al camino. El desnivel se salva con un salto principal de unos 70 cm y otros dos secundarios, aguas arriba,

(1) Denominación castellana usual del muro de piedra que conforma el bancal; en valenciano se utiliza el término marqe , si bien sin un sentido tan específico como el del término castellano.

PLANTA



PERFILES LONGITUDINAL Y TRANSVERSAL

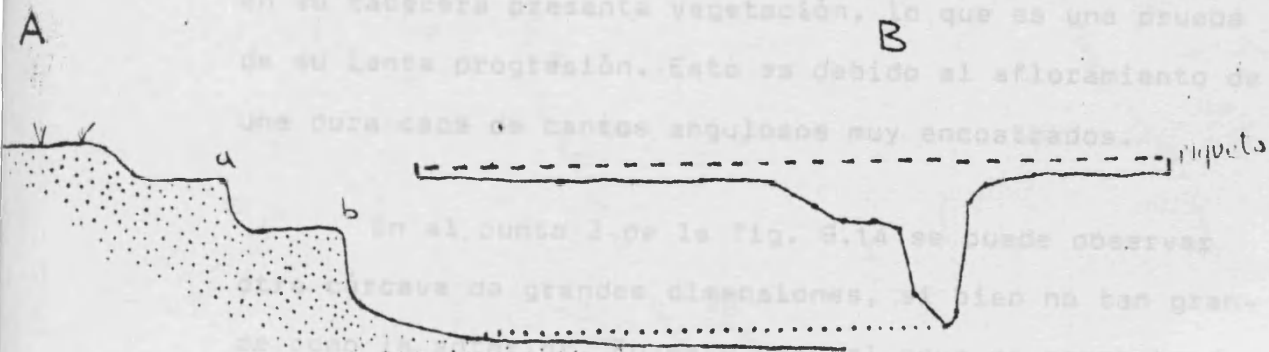
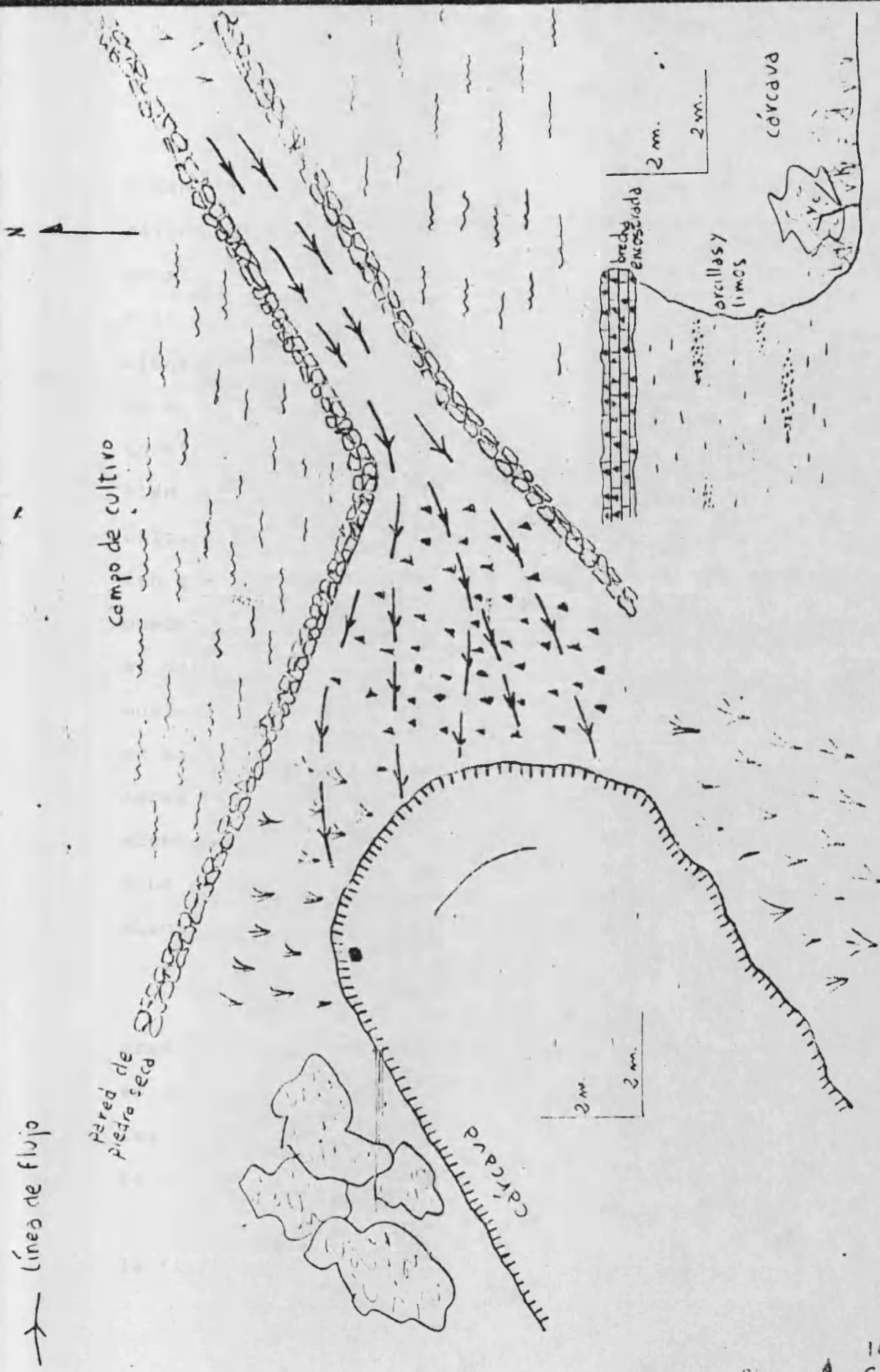


fig. 9. 13 15

situándose los dos últimos del conjunto de tres escalones, en cambios de dirección de su eje. Esto provoca una rotación y, por tanto, una mayor turbulencia, lo que socava en mayor medida el fondo de la cárcava y la hace retroceder.

Más habituales e importantes son los fenómenos de erosión producidos en los lugares en donde las acequias de derivación o los caminos afluyen al cauce principal. En estas condiciones pueden llegar a producirse grandes cárcavas, por erosión remontante, con un salto en cabecera de varios metros. Uno de estos casos es el representado por los croquis de la fig. 9.16 en planta y alzado. Se trata de una cabecera de cárcava de grandes dimensiones (siete metros de anchura por cinco de profundidad) provocada por la alfluencia del agua de una acequia de derivación confinada entre los muros de piedra de dos campos (punto 2 de la fig. 9.14). El fondo de esta cárcava está cultivado y en su cabecera presenta vegetación, lo que es una prueba de su lenta progresión. Esto es debido al afloramiento de una dura capa de cantos angulosos muy encostrados.

En el punto 3 de la fig. 9.14 se puede observar otra cárcava de grandes dimensiones, si bien no tan grande como la anterior. En este caso el agua es concentrada por el camino del Portillo, en cuyo lateral izquierdo se ha formado un cauce paralelo con pequeños bancales que per-



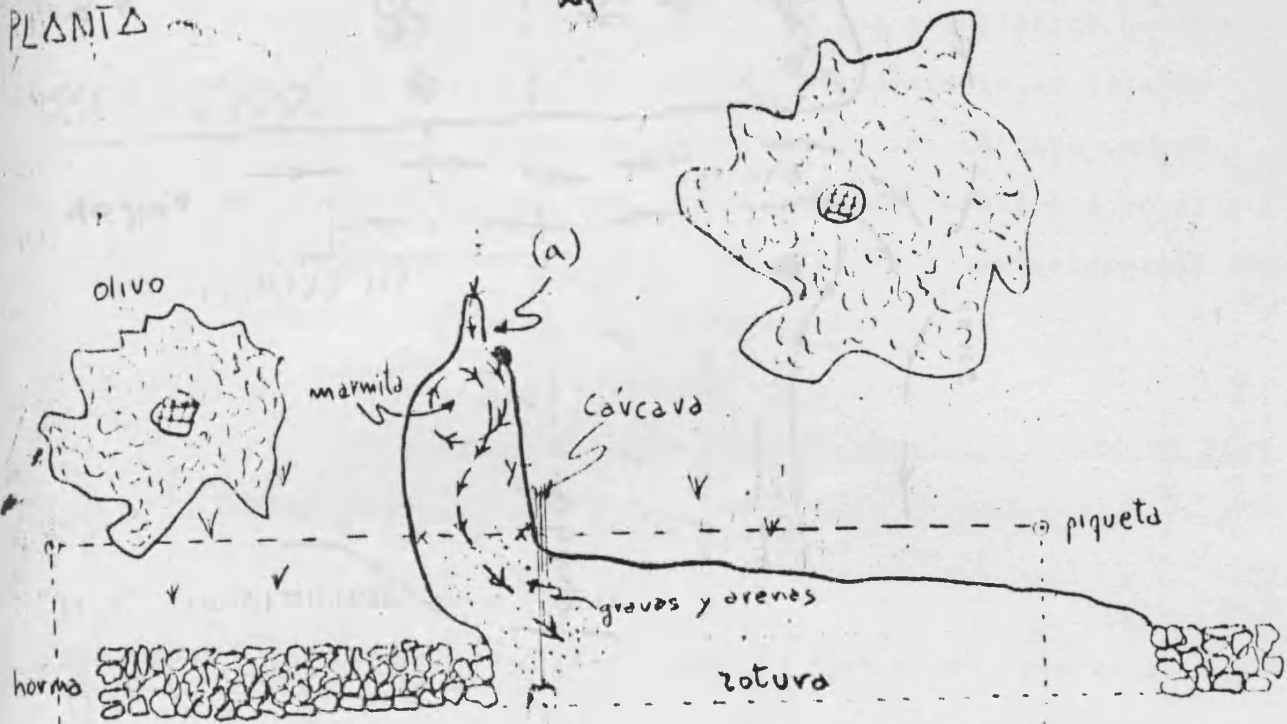
606

FIG. 9. C. 16

miten el cultivo de uno o varios olivos. Debido a la agresividad de las aguas que circulan por dicho cauce, se han construido hormas en talud especialmente reforzadas, pese a lo cual, se han producido algunas roturas y progresiones de cárcavas. La que se ilustra en la fig. 9.17, afecta a una horma de plano inclinado y escalonada, un tipo construido habitualmente para ofrecer gran resistencia. Si bien la rotura ha afectado a casi la totalidad de la horma, únicamente ha progresado una cárcava en la parte derecha (en el sentido de la corriente). Aunque en cabecera no se puede apreciar claramente una marmita de pie de cascada, el perfil de la cárcava es el propio de las generadas por movimiento turbillonar, es decir, presenta voladizos (b) en bastantes de los perfiles transversales que pueden hacersele, tanto en uno de los lados como en ambos. El movimiento turbillonar es provocado por la concentración de agua en la cabecera de la cárcava con un rill de encajamiento progresivo (a).

Finalmente, otro ámbito en donde suelen producirse cárcavas de medianas dimensiones es en lugares en donde una acequia de derivación de pie de horma vierte las aguas a una acequia colectora ya evolucionada a barranco o cárcava grande. En el punto 4 de la fig. 9.14 puede observarse uno de esos casos, representado en detalle por la fig. 9.18 . Aquí una acequia que colecta las aguas de

PLANTA



PERFIL TRANSVERSAL

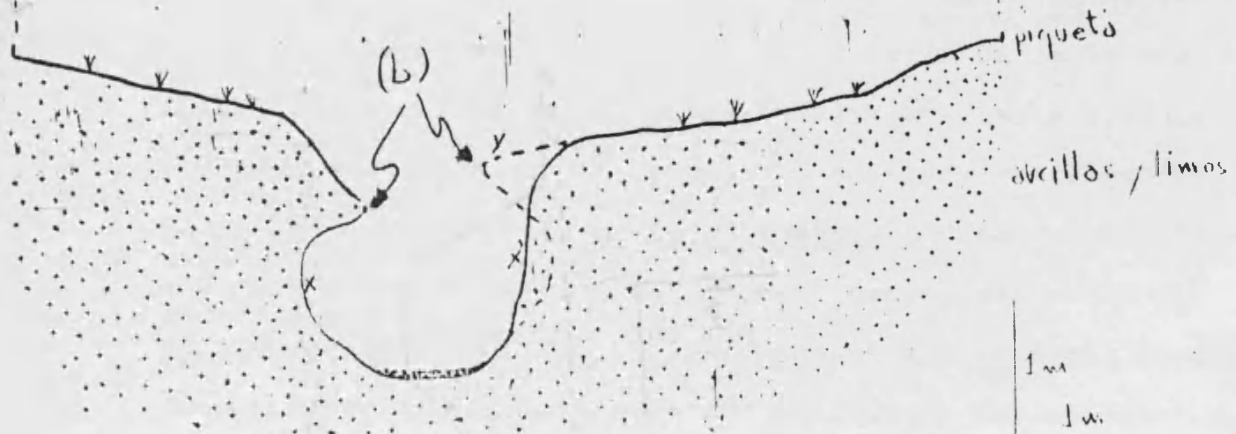
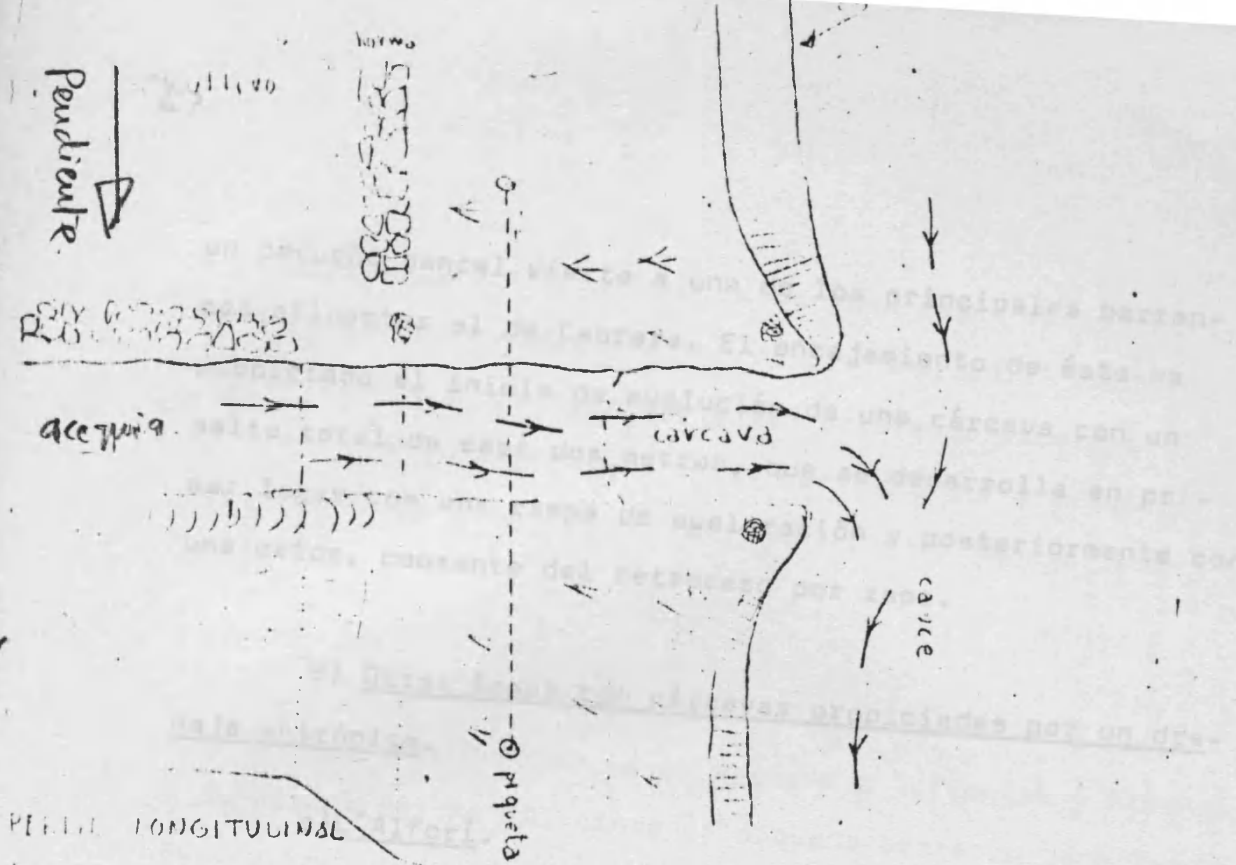
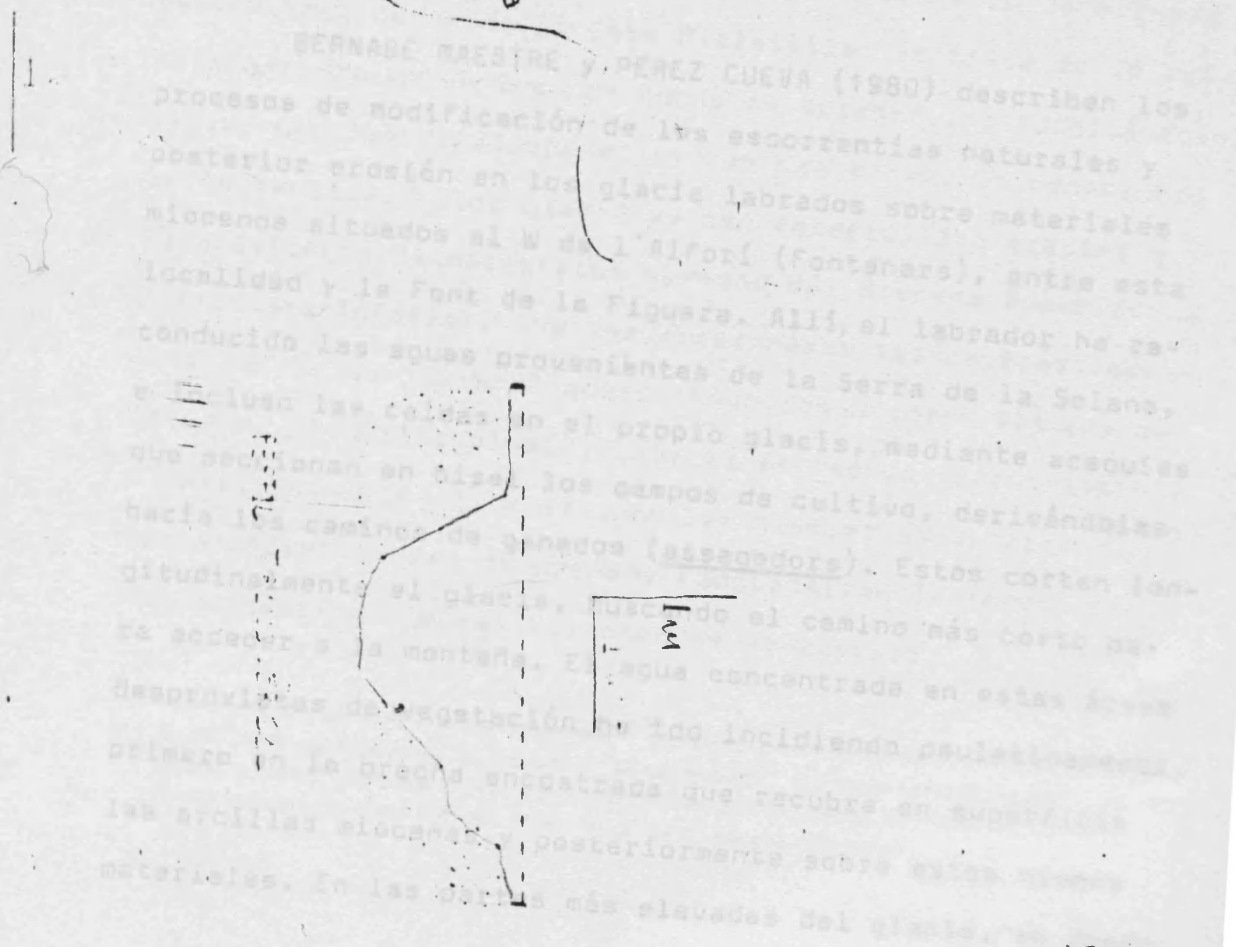


fig. 9. A¹⁷



PERFIL LONGITUDINAL



609

18
Fig. q.e.

un pequeño bancal vierte a uno de los principales barrancos afluentes al de Cabrera. El encajamiento de éste ha propiciado el inicio de evolución de una cárcava con un salto total de casi dos metros, que se desarrolla en primer lugar con una rampa de aceleración y posteriormente con una caída, causante del retroceso por zapa.

B) Otras áreas con cárcavas propiciadas por un drenaje antrópico.

a) L'Alforí.

BERNABE MAESTRE y PEREZ CUEVA (1980) describen los procesos de modificación de las escorrentías naturales y posterior erosión en los glaciares labrados sobre materiales miocenos situados al W de l'Alforí (Fontanars), entre esta localidad y la Font de la Figuera. Allí, el labrador ha reconducido las aguas provenientes de la Serra de la Solana, e incluso las caídas en el propio glacis, mediante acequias que seccionan en bisel los campos de cultivo, derivándolas hacia los caminos de ganados (assagadors). Estos cortan longitudinalmente el glacis, buscando el camino más corto para acceder a la montaña. El agua concentrada en estas áreas desprovistas de vegetación ha ido incidiendo paulatinamente, primero en la brecha encostrada que recubre en superficie las arcillas miocenas y posteriormente sobre estos mismos materiales. En las partes más elevadas del glacis, en donde

los assagadors presentan una mayor pendiente, se han formado cárcavas de varios metros de profundidad. A medida que el glacis y los assagadors van perdiendo pendiente va disminuyendo el encajamiento, hasta llegar a desaparecer; las aguas concentradas se desparraman, ya sin peligro (1).

b) Casa Mislaitilla.

La carretera que va de Requena a Cofrentes y Almansa, a la altura del km 79, cruza un pequeño barranco denominado Aguazuelos, cerca de la Casa Mislaitilla. Se trata de un paisaje alomado en un área en donde se suceden, interdigitándose, varios niveles de glacis al pie de una elevación denominada la Serranilla. Estos glacis se han desarrollado gracias a la existencia de materiales blandos del Mioceno Superior y Plioceno Inferior, una vez erosionadas las calizas lacustres de facies "páramo" que coronan las mayores alturas de la zona. El último nivel de glacis se reduce frecuentemente a laxas vaguadas que erosionan los niveles anteriores y constituyen la red de drenaje funcional en la actualidad. Una de ellas es la del Barranco de Aguazuelos.

(1) En el lugar es frecuente el topónimo "el derramador" que hace referencia, probablemente, a estos procesos hidráulicos, tanto los que se operan al final de las cárcavas antrópicas como los del final de algunos cauces naturales.

El campesino ha ocupado esta área al estilo manchego, es decir, cultivando en pendiente y reforzando únicamente los lugares de mayor peligro de erosión, como el fondo de la vaguada. A efectos de resguardar de la erosión el centro de la vaguada se ha desviado el pequeño barranco al lateral derecho de ésta. Mientras tanto se ha protegido la vaguada mediante hormas largas (más de 100 m), sin que se aprecien acequias de derivación de agua desde ella al barranco. Este, pues, cumple únicamente la función de encauzar por un lugar adecuado las aguas de escorrentía de la cabecera.

Este sistema funciona equilibradamente en condiciones normales. Únicamente pueden apreciarse ciertos desequilibrios en el lecho del barranco, quizá debidos a su estrechez. El efecto es el de la manifiesta incisión de aquel en algunos tramos de su recorrido. Por su parte, las hormas de la vaguada no presentan síntomas de haberse roto con anterioridad. La baja pendiente de la vaguada es, sin duda, la causa principal, unido a la escasa torrencialidad de las lluvias en esta área.

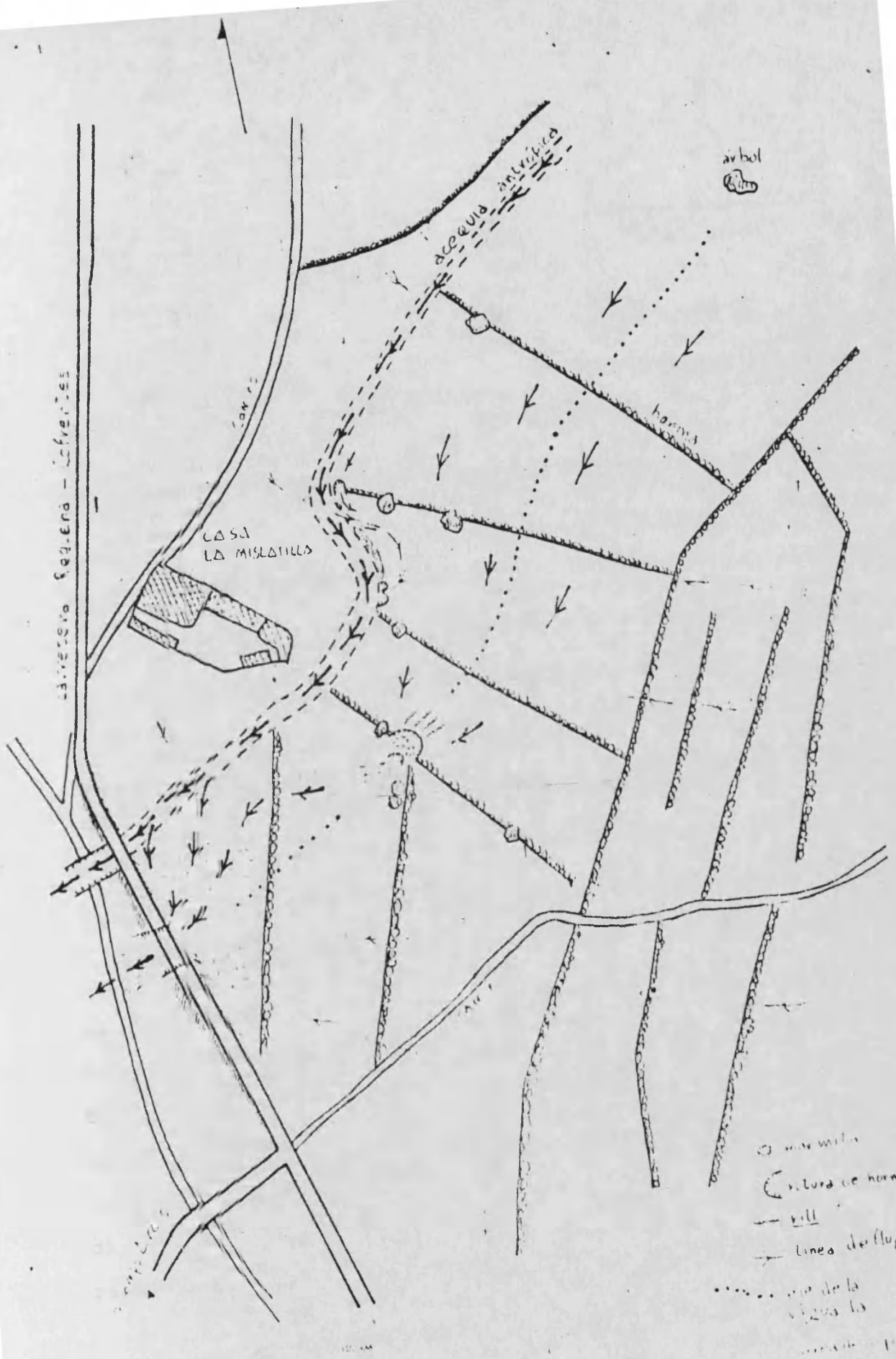
Con las lluvias de octubre de 1982 no ha sucedido lo mismo. Se han formado dos líneas de flujo principales: la del barranco, que recogía las aguas de cabecera y de la parte derecha de la vaguada y la del eje de la vaguada, que

recogía las aguas del centro de ésta y las de su parte izquierda (fig. 9.19).

Las aguas del barranco han producido incisiones de cierta consideración en su fondo (algunas de casi un metro de profundidad), manifestando el desequilibrio latente de éste, que de haber discurrido por la vaguada hubiera podido meandrizar y adoptar un cauce más amplio. Estas aguas, en la parte inferior (a la altura de la Casa Mislata), se han desbordado en algunos puntos, produciendo pequeños acaravamientos y sumándose a las del centro de la vaguada. Esto ha podido suceder al perder profundidad el barranco, debido a las menores pendientes de la parte baja.

Las aguas de la vaguada produjeron una gran remoción de material, dando lugar a la erosión total de la capa de arado en muchos puntos, a la formación de rills labrados en la suela de arado (capa dura inmediatamente debajo de la capa arada), y a áreas de deposición de arenas y limos. Asimismo, produjeron una rotura de grandes dimensiones y el descarnamiento de la carretera Requena-Cofrentes. Este no se produjo por donde el barranco cruza la carretera, sino por donde vertían las aguas embalsadas por el terraplén de ésta, es decir, por el centro de la vaguada.

La rotura presenta una morfología variada a pesar



8-9-82

de no haber progresado apenas: en la parte delantera, más allá de la antigua línea de la horma, se observa una marmita producida por la caída del agua antes de la rotura; esta marmita tiene una rampa de salida en la que se ven bloques de horma rota, gravas y arenas; la progresión se realizó mediante el concurso de dos marmitas más, generadas por el movimiento turbillonar que le imprimían dos canales existentes antes de la caída. Al existir dos líneas de flujo principales, la cárcava tiene, y puede tener en el futuro, si no es corregida, una progresión bicéfala.

c) Pina de Montalgrao.

Otra área semejante a la anterior, en cuanto a ordenación del flujo natural de aguas, es la existente en el valle del Barranco de la Canaleta, cerca de Pina de Montalgrao (a la altura del km 5 de la carretera que va de Villanueva de Viver a Barracas).

En este lugar, se ha desplazado el cauce a la parte derecha del valle. El trazado recto y estrecho del canal antrópico ha provocado una fuerte incisión. El cambio, si bien ha preservado de la erosión a las tierras del estrecho valle, ha incrementado la erosión de los pequeños cauces afluentes al canal por la parte derecha, al ver disminuido su nivel de base en varios metros. La erosión remontante ha sido rápida, gracias a la existencia de un

material infrayacente blando, las margas, arcillas y yesos del Keuper que aflora en el cierre periclinal del anticlinal triásico de Pina de Montalgrao.

C) Conclusiones.

En el País Valenciano no son numerosas y morfológicamente variadas las áreas en donde se produce una alteración sustancial de la red de drenaje para adaptarla a las conveniencias del agricultor. La causa más frecuente es la de preservar fondos de valle, especialmente ricos y fértiles, de los efectos desastrosos de una lluvia fuerte o, simplemente, poder disponer de una porción de terreno que dejaría de existir de ubicarse el cauce en el centro del valle. Sea por una u otra razón, o por ambas a la vez, la realidad es que el campesino se empeña en ocupar todos los fondos de valle que puede, sea mediante un cultivo de todas las tierras, o mediante el desplazamiento de los canales de escorrentía a los laterales de los valles y vaguadas. Excepto algunas ocasiones, sólo permite la presencia de estos canales cuando constituyen cauces de cierta importancia o cuando unas determinadas características morfológicas lo permiten. En otras ocasiones, más raras que el caso anterior, pero también bastante frecuentes, se pueden observar sistemas antrópicos de drenaje en áreas de glacis, buscando con ello organizarlo de forma que pueda adaptarse

a las características del parcelario. Finalmente, es posible llegar a encontrar sistemas de drenaje que jerarquicen todo el conjunto morfológico de un valle, incluyendo tanto a los fondos de cauce como a las laderas.

Estas áreas suelen presentar, en ocasiones, desequilibrios que conducen a la formación de cárcavas, a pesar de estar en plena explotación y con un correcto cuidado de las defensas. Son los errores de diseño los que conducen a ello. Sin embargo, en otras ocasiones, un sencillo control y cuidado es capaz de mantener el equilibrio de estas complejas arterias de escorrentía.

CONCLUSIONES GENERALES

. El modelado actual de la región considerada tiene sus primeras raíces en etapas previas a la orogenia alpina:

- algunos de los desgarres tardihercínicos, reactivados durante las últimas fases de la orogenia alpina, han condicionado las morfoestructuras resultantes y, a través de ellas, la morfogénesis pliocuaternaria,

- la etapa sedimentaria del ciclo alpino ha dado lugar a unas litologías comunes, en líneas generales, con las del resto del sector oriental de la Cordillera Ibérica. En la región hay algunos elementos peculiares como son ciertos trazados de la costa durante el Cretácico o el "umbral ibérico sudoriental", dispositivo estructural que altera localmente la sedimentación del Cretácico Inferior.

. La orogenia alpina se resuelve en tres etapas principales:

- la fase compresiva intraoligocena crea las estructuras de plegamiento predominantes (dirección ibérica),

- la fase distensiva intramiocena configura los espacios donde se han depositado los materiales terciarios,

- la fase distensiva del Plioceno Superior genera las morfoestructuras actuales, reactivando normalmente elementos tectónicos de otras fases,

- otras fases tectónicas de la orogenia, presentes en la Cordillera Ibérica, no tienen apenas trascendencia morfológica en la región.

. Durante la orogenia alpina se originan dos procesos que han tenido gran importancia en la morfogénesis pliocuaternaria:

- el diapirismo triásico, posterior a la fase compresiva intraoligocena, ha condicionado el trazado de algunos sectores de la red fluvial principal,

- la peneplanación que se produce tras la fase distensiva intramiocena creó una morfología del relieve que ha permitido evaluar la magnitud de las deformaciones de la fase distensiva pliocena y precisar el comienzo y desarrollo de la morfogénesis pliocuaternaria.

. La estructuración del relieve tras la segunda etapa distensiva se resuelve en un sistema de horsts y grabens de dirección ibérica y algunos elementos transversales: depresiones de los ríos Mijares, Palancia y Turia, umbrales de Pina-Espadán y Javalambre-Calderona y estructuras transversales de Andilla-Torás y del Ragudo.

. El enérgico relieve creado propicia una morfogénesis denudacional predominante. Los sectores con dominio de la acumulación son el piedemonte costero y algunas áreas deprimidas del interior (piedemonte de Casinos y Bétera, depresión de Sarrión, etc.). Las etapas que pueden distinguirse en la evolución morfogenética son:

- etapas de formación de glaciares durante el Villafranchense (G_5 y G_4). Pueden observarse en la cubeta de Sarrión y en la cubeta de Viver como dos etapas diferentes, separadas por un episodio de neotectónica; en el resto del área se reducen a un único episodio manifiesto, y en algunos sectores de la mitad oriental de la región llegan a desaparecer sus testimonios,

- etapa intermedia (G_3-T_3), entre los glaciares villafranchenses y los glaciares y terrazas cuaternarias. Los testimonios de esta etapa se reducen a varios lugares en que aparecen secuencias de erosión-depósito intercaladas entre testimonios de etapas anteriores o posteriores,

- etapas cuaternarias de formación de glaciares y terrazas (G_2-T_2 y G_1-T_1). Se manifiestan en secuencias morfológicas y sedimentarias integradas por vertientes regularizadas, piedemontes y terrazas. G_2-T_2 configura el paisaje dominante en los valles medios y bajos de los ríos Turia, Palancia y Mijares. T_1 tiene mayor implantación en el piedemonte costero, dando lugar a los abanicos aluviales

del Turia y Palancia y a la progradación del abanico del Mijares. Se aventura una cronología de Cuaternario Medio para la primera fase y de Cuaternario Superior (Würm?) para la segunda,

- etapa holocena (T_0) en la que se produce una incisión generalizada de la red fluvial, manifiesta en la disección de los depósitos T_1 y generadora de las elevadas densidades de drenaje y de la convexidad basal de las laderas. Se llega a producir una fase de agradación en la mayor parte de los cauces.

. La evolución y trazado actual de la red fluvial ha respondido a los diferentes avatares hasta ahora mencionados (tectónicos y morfogenéticos): se analiza en parte como resultado de ellos, pero también, en ocasiones, como prueba que permite corroborar algunas de las hipótesis. El Río Mijares es el que entronca más directamente con la red miopliocena. Los ríos Turia y Palancia, especialmente el primero, son de reciente configuración, tal como indica la paleogeografía de los materiales miopliocenos y como se deduce de la morfología de la red. El Río Palancia tiene una cuenca mixta, más madura en su parte inferior (al E de Segorbe) que en la superior.

. Las características actuales de la red pueden sintetizarse en:

- fuerte componente estructural,
- condicionamiento local del trazado por parte de las extrusiones triásicas, por delante del marco estructural general,

- modificaciones tectónicas recientes localizadas (cubeta de Viver y de Casinos),

- cierto grado de madurez en algunos sectores a pesar de estar todavía en la etapa de juventud.

El análisis morfométrico corrobora el carácter estructural predominante de la red y permite regionalizarla en sectores cuyo factor común es precisamente el estructural aparte del litológico y morfogenético.

. La evolución pliocuaternaria ha condicionado también la morfología de las laderas. Del análisis de éstas, como sucede con la red fluvial, también pueden extraerse datos sumamente valiosos para corroborar la morfogénesis pliocuaternaria. Los tipos básicos de laderas definidos son:

- vertientes estructurales, con implantación relativamente escasa en la región,

- vertientes no estructurales con perfil simple (de cantil-talud y con convexidad somital), regularizadas normalmente durante un episodio morfogenético,

- vertientes polisecuenciales, o vertientes que muestran en su perfil varios episodios de regulación.

. Siguiendo el hilo conductor del estudio, la morfogénesis, se ha creído oportuno acabar el análisis con un tema relacionado con la morfogénesis actual: la erosión acelerada antrópica. Uno de los principales factores de ésta, el clima actual, ha sido analizado desde su perspectiva de valores medios y, especialmente, desde la perspectiva de la torrencialidad de las lluvias. Las características de la torrencialidad son:

- fuertes intensidades, en comparación con otros sectores peninsulares,

- concentración en determinadas estaciones o meses. máximos, en octubre, intensidades fuertes en otoño, e intensidades notables en el conjunto del año, excepto verano,

- localización espacial diversa, según la faceta que se analice: máximos volúmenes de agua, en localizaciones interiores; máximas intensidades, en los sectores orientales y centrales; máximas intensidades absolutas, en las primeras alineaciones montañosas.

. El otro factor que propicia la erosión antrópica actual es la fuerte modificación agrícola del medio natural por parte del hombre. Esta se ha producido mediante una ocupación casi total de medios naturales fáciles (depósitos aluviales, piedemontes coluviales, glaciares, etc.) y con una ocupación bastante intensa de los medios difíciles

las laderas, debido a las fuertes presiones demográficas. La adaptación se ha realizado con la propia morfología del parcelario, con obras de defensa construidas y con la articulación de las escorrentías en acequias de desagüe.

. La morfogénesis actual motivada por el hombre tiene un impacto notable y se sintetiza en dos procesos principales:

- reacomodación de los materiales en laderas con cultivos abandonados.

- formación de cárcavas en espacios abandonados o en espacios en uso con desequilibrios latentes.

Uno de los lugares que se han revelado como más peligrosos son, precisamente, las acequias de desagüe al ser precisamente instrumentos de concentración de las aguas de escorrentía.

BIBLIOGRAFIA

- ADROVER, R. (1968): "Los primeros micromaníferos de la cuenca valenciana en Buñol (nota preliminar)" Acta Geol. Hispánica, 3.
- ADROVER, R. (1974): "Un relleno kárstico plio-pleistoceno en el Cerro de los Espejos en Sarrión (prov. Teruel) (nota preliminar). Acta Geol. Hispánica, 9, pp. 142-143.
- ADROVER, R. (1975): "Principales yacimientos paleomastológicos de la provincia de Teruel y su posición estratigráfica relativa". En M.T. ALBERDI y E. AGUIRRE (ed.) Actas I Col. Int. Biost. Cont. Neog. Sup. Cuat. Inf., pp. 31-48.
- ADROVER, R., AGUIRRE, E., HEINTZ, E., MOISSENET, E. y MORALES, J. (1974): "Teruel II". Libro Guía Col. Int. Biost. Cont. Neog. Sup. Cuat. Inf., pp. 69-83.
- ADROVER, R., MEIN, P. y MOISSENET, E. (1976): "Mise en évidence du Pliocene Moyen continental dans le Nord du Fossé de Teruel (Espagne): le gisement de Villalba Alta". Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon, 14, pp. 11-14.
- ADROVER, R., MEIN, P. y MOISSENET, E. (1978): "Nuevos datos sobre la edad de las formaciones continentales neógenas de los alrededores de Teruel". Est. Geol., 34, pp. 205-214.
- AGUIRRE, E., DIAZ MOLINA, M. y PEREZ-GONZALEZ, A. (1976): "Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española". Trab. Neóg. Cuat. C.S.I.C., 5, pp. 7-29.
- AGUIRRE, E. y MOISSENET, E. (1972): "Précisions sur le gisement miocène de Rubielos de Mora (Province de Teruel, Espagne)". Mélanges Casa Velázquez, 7, pp. 561-563.
- AGUIRRE, E. y SOTO, E. (1974): "Nuevo fósil de Cercopitécido en el Pleistoceno Inferior de Puebla de Valverde (Teruel)". Est. Geol., 30, pp. 213-217.
- ALONSO PASCUAL, J.J. (1956): "La red fluvial de Valencia. I. Parte General". Anales de Edafología y Fisiología vegetal, 15, núms. 7 y 8.

- ALONSO PASCUAL, J.J. (1956): "La red fluvial de Valencia. I. Parte general". Anales de Edafología y Fisiología vegetal, 15, núms. 7 y 8.
- ALONSO PASCUAL, J.J. (1957 a): "La red fluvial de Valencia. Características geomorfológicas y Petrología de sus aportes". Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat., 64, pp. 37-52.
- ALONSO PASCUAL, J.J. (1957 b): "La red fluvial de Valencia II. Mitad Norte de la Provincia". Anales de Edafología y Fisiología vegetal, 16, nº 4, pp. 491-555.
- ALVARO, H. (1975): "Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica)". Est. Geol., 31, pp. 241-247.
- ALVARO, M., CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1978): "Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica". Homenaje a Lluís Solé Sabaris. Acta Geol. Hispánica, 14, pp. 172-177.
- ATESHIAN, J.K.H. (1974): "Estimation of rainfall erosion index". I.R., nº3, pp. 293-307.
- BARTRINA, A. y GEA, F. (1954): "Reconocimiento geológico de la zona del puerto de Contreras (Cuenca-Valencia)". Not. y com. IGME, 33, pp. 89-122.
- BARRY, R.G. y CHORLEY, R.J. (1980): "Atmósfera, tiempo y clima". Barcelona, Ed. Omega S.A., 3ª ed., 395 pp.
- BATALLER, J. (1963): "El Calloviense de Abejuela". Not. y com. IGME, 69, pp. 131-174.
- BERNABE MAESTRE, J.M. (1977): "Vegetación y morfología de las pedrizas de la montaña media". Actas II reunión del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario, Jaca, 1975, pp. 33-39.
- BERNABE MAESTRE, J.M. y CALVO CASES, A. (1979): "Algunos ejemplos de vertientes de cantil-talud en les Valls d'Alcoi". Cuadernos de Geografía, 25, pp. 127-138.

- BERNABE MAESTRE, J.M. y CALVO CASES, A. (1982): "Geomorfología de laderas en la bibliografía anglosajona". Estudios Geográficos, pp.
- BERNABE MAESTRE y MATEU BELLES, J.F. (1976): "Tratamiento estadístico de precipitaciones aplicado al País Valenciano". Cuadernos de Geografía, 18, pp. 1-25.
- BERNABE MAESTRE, J.M. y PEREZ CUEVA, A.J. (1980): "Cambios recientes en el uso del suelo en relación con la acción del agua corriente en la montaña del País Valenciano". Comunicación presentada en la VI Reunión de Estudios Regionales. Valencia, Noviembre 1980, 15 ff.
- BIROT, P. (1959): "Esquiss e morphologique des monts celtibériques orientaux". Bull. Com. Trav. Hist. Scient., Sect. Geogr., pp. 101-130.
- BLAIR, T.A. (1949): "Climatology, General and regional". Prentice Hall, New York, 484 pp.
- BLONG, R.J. (1975): "Hillslope morphometry and classification: a New Zealand example". Zeits. Geom., 14, pp. 405-429.
- BRINKMANN, R. (1931): "Betikun und Keltiberikun im Sudostspanien". Beitr. zur. Geol. der West Mediterrangebiet, 6, pp. 305-434. Berlin.
- BRINKMANN, R. (1948): "Las cadenas béticas y celtibéricas del sureste de España". Publicaciones extranjeras sobre Geología de España. C.S.I.C., IV. Madrid, 1948.
- BRUNET, R. (1957): "L'erosion accélérée dans le Terrefort toulousain". Rev. Geom. Dynam., 3-4, pp. 33-40.
- BRYAN, R.B. (1976): "Considerations on soil erodibility indices and sheetwash". Catena, 1, (3), pp. 99-112.
- BRYAN, R.B. y CAMPBELL, I.A. (1980): "Sediment entrainment and transport during local rainstorms in the Steveville baslands, Alberta". Catena, 7, pp. 51-65.

- BULARD, P.F., CANEROT, J., GAUTIER, F. y VIALARD, P. (1971): "Le Jurassique de la partie orientale des chaines Iberiques. Aperçu stratigraphique et paleographique". Cuad. Geol. Iber., 2, pp. 333-334.
- BUTZER, K.W. (1961): "Remarks on soil erosion in Spain". Ann. Assoc. Amer. Geogr., 52, pp. 405.
- BUTZER, K.W. (1964): "Pleistocena cold-climate phenomena of the Island of Mallorca". Zeits. Geom., pp. 7-31.
- BUTZER, K.W. y FRANZLE, O. (1969): "Observations on Pre-Würm glaciations on the Iberian Peninsula". Zeits. Geom., 3, pp. 85-131.
- CALVO CASES, A. (1979): "El macizo de Penyagolosa. Estudio geomorfológico". Valencia. Tesina presentada en el Dep. de Geografía. 136 pp.
- CALVO CASES, A. y FUMANAL GARCIA, M.P. (1983,a): "Repercusiones geomorfológicas de las lluvias torrenciales de octubre de 1982 en la cuenca media del Río Júcar". Cuadernos de Geografía, 32-33, pp. 101-120.
- CALVO CASES, A. y FUMANAL GARCIA, M.P. (1983,b): "Morfología y evolución de laderas en la Serra Grossa". VIII Col. Geogr. Esp. Barcelona, pp. 84-91.
- CALVO CASES, A. (in fieri): "Geomorfología de laderas en el País Valenciano". Tesis doctoral en elaboración. Departamento de Geografía General. Universidad de Valencia.
- CALVO CASES, A., GUTIERREZ ELORZA, M., PEÑA MONNE, J.L. y SIMON GOMEZ, J.L. (1983): "Morfología de vertientes y neotectónica en el macizo de Javalambre (Provincia de Teruel)". VI Reunión del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario. Santiago - O Castro- Vigo, pp. 429-447.
- CANEROT, J. (1967, a): "Le Crétacé supérieur dans le Bas Aragón et le Maestrazgo (Espagne)". C.R.Som. Sc. Soc. Geol. France, 8.
- CANEROT, J. (1967, b): "Découverte de l'Albien marin et paléogéographie du Crétacé dans le Maestrazgo nord-oriental (Espagne)". C.R. Som. Sc. Soc. Geol. France, 5.

- CANEROT, J. (1974): "Recherches géologiques aux confins des chaînes Iberiques et Catalane". Tesis doctoral. Publ. ENADIMSA, 517 pp.
- CANEROT, J., GAUTIER, F. y VIALARD, P. (1971): "Un seuil eocrétacé aux confins des provinces de Valencia et de Castellón (Espagne), nouvel élément de la paléogéographie du domaine ibérique oriental". C.R. Acad. Sci, 5, 272, pp. 3260-3263.
- CANO GARCIA, G.M. (1975): "La cuenca de Caballero, afluyente del Cabriel. Estudio geomorfológico y morfométrico". Cuadernos de Geografía, 17, pp. 45-84.
- CAPEL MOLINA, J.J. (1974): "Génesis de las inundaciones de octubre de 1973 en el sudeste de la península Ibérica". Rev. Cuadernos Geográficos. Universidad de Granada, 4, pp. 149-166.
- CAPEL MOLINA, J.J. (1981): "Los climas de España". Barcelona, Oikos-Tau, 429 pp.
- CAPOTE, R., GUTIERREZ, M., HERNANDEZ, A. y OLIVE, A. (1981): "Movimientos recientes en la fosa del Jiloca (Cordillera Ibérica)". V Reunión del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario, Sevilla, pp. 245-257.
- CARMONA GONZALEZ, P. (1982): "Las terrazas del bajo Turia". Cuadernos de Geografía, nº 30, pp. 41-62.
- CASTILLO REQUENA, J.M. (1978): "Estudio sobre el comportamiento de la gota de aire frío y la distribución de sus consecuencias pluviométricas en la España Peninsular". Paralelo 37, Universidad de Granada, C.U. Almería, 2, pp. 57-80.
- CLAUZON, G. (1968): "Observations morphologiques, paléogéographiques et structurales dans le partie sud-occidentale du Bassin de l'Arc". Méditerranée, 4, pp. 279-296.
- CLAVERO, P.L. (1977): "Los climas de la región valenciana" Tesis doctoral, Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Barcelona, 548 ff.
- CONAC, F. (1978): "Irrigation et développement agricole". París, Sédes, 291 pp.
- CORBEL, J. (1959): "Vitesse de l'érosion". Zeits. Geom., 3, pp. 1-28.

- COSTA, M. (1982): "Pisos bioclimáticos y series de vegetación en el área valenciana". Cuadernos de Geografía, 31, pp. 129-142.
- CRUSAFONT, M., HARTENBERGER, J.L. y HEINTZ, E. (1964): "Un nouveau gisement de mamifères fossiles d'âge villafranchien à la Puebla de Valverde (teruel)". C.R. Soc. Geol. France, 1, pp. 30-32.
- CRUSAFONT, M. y TRUYOLS, J. (1957): "Descubrimiento del primer yacimiento de mamíferos de la cuenca valenciana". NOT. y com. IGME, 45.
- CHRISTOFOLETTI, A. (1969): "Análise morfométrica das bacias hidrográficas". Not. Geom., 9 (18), pp. 35-64.
- CHRISTOFOLETTI, A. (1971): "Correlação de variáveis para o estudio comparativo de bacias hidrográficas". Bol. Geogr., pp. 101-106.
- CHRISTOFOLETTI, A. y TAVARES, A.C. (1977): "Análise de vertientes: Caracterização e correlação de atributos do sistema". Not. Geom., 17 (24), pp. 65-83.
- CHRISTOFOLETTI, A. y FERREIRA, H. (1978): "Procedimientos expeditos para o calculo da densidade de drenagem". Bol. Geogr., 36 (256), pp. 96-104.
- CHRISTOFOLETTI, A. (1979): "A análise da densidade de drenagem e suas implicações geomorfológicas". Geografía, 4 (8), pp. 23-42.
- CHRISTOFOLETTI, A. (1981): "A variabilidade espacial e temporal da densidad de drenagem". Not. Geom., 21 (42), pp. 3-22.
- DEWEY, J.F. et al. (1973): "Plate tectonics and the evolution of the Alpine System". Geol. Soc. Amer. Bull., 84, pp. 3137-3180.
- DOMINGO PEREZ, C. (1983): "La Plana de Castellón. Formación de un paisaje agrario mediterráneo". Madrid, Confederación Española de Cajas de Ahorro, 300 pp.
- DOORNKAMP, J.C. y KING, C.A.M. (1971): "Numerical analysis in geomorphology". London, Eduward Arnold Ltd. 372 pp.

- DUMAS, B. (1977): "Le Levant Espagnol: La genése du relief". Paris, Université Paris XII, 520 pp.
- DUNKERLEY, D.L. (1980): "The study of the evolution of slope forms over long periods of time: a review of methodologies and some observational data from Papua New Guinea". Zeits. Geom., 24 (1), pp. 52-67.
- DUNNE, T. y LEOPOLD, L.B. (1978): "Water in environmental planning". San Francisco, W.H. Freeman and Company, 818 pp.
- DUPUY DE LOME y SANCHEZ LOZANO, E. (1956): "Mapa geológico de España, escala 1:50.000. Hoja nº 721 (cheste)". Madrid, Inst. Geológico Minero de España.
- DUPUY DE LOME y SANCHEZ LOZANO, E. (1958): "Mapa geológico de España, escala 1:50.000. Hoja nº 695 (Lliria)". Madrid, Inst. Geológico y Minero de España.
- ELIAS CASTILLO, F. y RUIZ BELTRAN, L. (1979): "Precipitaciones máximas en España". Madrid, Servicio de Publicaciones agrarias. Ministerio de Agricultura, 545 pp.
- ESTERAS, M. y ADROVER, R. (1974): "Nota sobre la existencia de Plioceno en los alrededores de Conclud (Teruel)". Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 72, pp. 95-97.
- FACON ; R. (1965): "Formations résiduelles et surfaces d'érosion tertiaires dans le seuil du Poitou". Norais, 12, pp. 365-387.
- FALLOT, P. y BATALLER, J.R. (1927): "Itinerario geológico del Bajo Aragón y el Maestrazgo". Mem. R. Ac. Cienc., Barcelona (3ª época), 20 (8), 143 pp.
- FAO (1977): "Background document for the Fao/Unep. Consultation on the project: world assessment of soil degradation. Phase I". Fao Soils Buletin, 34, pp. 29-35.
- FERNANDEZ GARCIA, F. (1980): "Diferenciación regional en función de las precipitaciones y su dinámica en la submeseta meridional". Estudios Geográficos, 159, pp. 145-169.

- FOURCADE, E. (1970): "Le Jurasique et le Crétacé aux confins des chaînes Bétiques et Ibériques (Sud-Est de l'Espagne)". Tesis doctoral, Paris, 468 pp.
- GANDIA GOMAR, V. (1977): "El campo de temperaturas junto al suelo". Valencia, Secretaria de publicaciones de la Universidad de Valencia, 55 pp.
- GARCIA, A., HERNANDO, S. y VILAS, L. (1975): "Nuevos datos sobre el Terciario de Buñol (Valencia)". Est. Geol., 31, pp. 571-575.
- GARCIA DANA, F., FONT BLASCO, R. y RIVERA PEREZ, A. (1982): "Situación atmosférica causante de lluvias torrenciales durante los días 19 al 21 de octubre de 1982 en el Levante Español". Madrid, Inst.Nac. Meteor., Ministerio de Transportes, Turismo y Comunicaciones, 1982, 88 pp.
- GARCIA MIRALLES, V. y CARRASCO ANDREU, Q. (1958): "Lluvias de intensidad y extensión extraordinarias causantes de las inundaciones de los días 13 y 14 de octubre de 1957, en las provincias de Valencia, Castellón y Alicante". Servicio meteorológico Nacional, Madrid, 67 pp.
- GARDINER, V. (1975): "Drainage basin morphometry". British Geom. Res. Group Ter. Bulletin, 14, 49 pp.
- GARDINER, V. (1981): "Drainage basin morphometry". Edited by A. Goudie et al. apud "Geomorphological techniques". London, George Allen & Unwin, pp. 47-55.
- GARRIDO-MEJIAS, A. y VILLENA, J. (1977): "El Trías germánico en España: paleogeografía y estudio secuencial". Cuad. Geol. Ibérica, 4, pp. 37-56.
- GAUTIER, F. (1967): "Nouvelles observations sur le Tertiaire continental de la chaîne Ibérique au Sud-Est de Teruel (Espagne)". C.R. Som. Soc. Geol. France, 2, pp. 64-65.
- GAUTIER, F. y HEINTZ, E. (1974): "Le gisement villafranchien de la Puebla de Valverde (province de Teruel -Espagne-)". Bull. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris (3), 228, pp. 113-138.
- GEORGE, P. (1970): "Les méthodes de la Géographie". Col. que sais je? n° 1398. Paris, P.V.F., 2ª ed. 123 pp.

- GERASIMOV, I.P. y MESCHERIKOV, J.A. (1968): "Morphostructure". en FAIRBRIDGE, R.W., The encyclopedy of geomorphology, New York, Reinhold Book Co., pp. 731-732.
- GHOSE, B., PANDEY, S. y LAL, G. (1967): "Quantitative Geomorphology of the drainage basins in the Central Luni Basin in Western Rajasthan". Zeits. Geom.Bd., 11, pp. 146-160.
- GIL OLCINA et al. (1983): "Lluvias torrenciales e inundaciones en Alicante". Inst. Univ. Geogr., Serv. Publ. Univ. Alicante, 129 pp.
- GINES ESCUDER, A.J. y MATEU BELLES, J.F. (1977): "Fenómenos de clima frío en el Alt Maestrat". Actas II Reunión del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario. Jaca, 1975, pp. 94-103.
- GLADFELTER, B.G. (1971): "Meseta and Campiña Landforms in Central Spain". Univ. Chicago, Dep. Geog. Research Paper, 130, 204 pp.
- GLANGEAUD, L. (1968): "Les méthodes de la géodynamique et leurs applications aux structures de la Méditerranée occidentale". Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn, 10, (2), pp. 83-136.
- GOMEZ FERNANDEZ, J.J. y BABIN VICH, R.B. (1973): "Evidencia de tres generaciones de pliegues en el Anticlinal de Sot (C. Ibérica, Prov. de Valencia)". Est. Geol., 5, (29), pp. 381-388.
- GONZALEZ QUIJANO, P.M. (1946): "Mapa pluviométrico de España". Madrid. Gráficas Versal, 574 pp.
- GONZALO MORENO, A.N. (1979): "Capturas y valles muertos en los cursos bajos de los ríos riojanos". Cuad. Inv., Logroño, 5, 1, pp. 27-35.
- GOY, J.L. y ZAZO, C. (1974): "Estudio morfotectónico del Cuaternario en el óvalo de Valencia". Actas de la I Reunión Nacional del Grupo de Trabajo del Neógeno y Cuaternario, Madrid, C.S.I.C., pp. 71-82.
- GOY, J.L. y ZAZO, C. (1979): "Un modelo de mapa geomorfológico en La Plana (Castellón). Mapa geomorfológico de aportes". Acta IV Congr. Cuatern. Banyoles, pp. 116-121.

- GOY, A. , GOMEZ FERNANDEZ, J.J. y BARCELAR, J. (1953): "El Bathoniense, Calloviense y Oxfordiense, en facies de oolitos ferruginosos, en el límite S.O. del Rincón de Ademuz (Valencia-Cuenca)".
- GOZALVEZ PEREZ, V. (1979): "Tendencias recientes de la agricultura valenciana". Cuadernos de Geografía, 25, pp. 139-164.
- GREGORY, K.S. y GARDINEER, V. (1975): "Drainage density and climate". Zeits. Geom., 19, pp. 287-298.
- GRIEVE, I.C. (1980): "The magnitude and significance of soil structural stability declines under cereal cropping". Catena, 7, (1), pp. 79-85.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y PEDRAZA GILSANZ, J. (1974): "Existencia de pizarrosidad alpina en la Cordillera Ibérica". Bol. Geol. y Min., 85, (3), pp. 269-270.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, J.L. (1975): "Karst y periglaciario en la Sierra de Javalambre (prov. de Teruel)". Bol. Geol. y Min., 86, pp. 561-572.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, J.L. (1976): "Glacis y terrazas en el curso medio del Río Alfambra (teruel)". Bol. Geol. y Min., 87, pp. 561-570.
- GUTIERREZ ELORZA, M., PEÑA MONNE, J.L. y SIMON GOMEZ, J.L. (1983): "Los poljes de la región de Torrijas-Abejuela (Provincias de Teruel, Castellón y Valencia)". Revista de Teruel, 69, pp. 99-108.
- HAIGH, M.J. (1978): "Microrills and dessication cracks: some observations". Zeits. Geom., 22, (4), pp. 457-461.
- HAMMOND, R. y McCULLAGH, P. (1978): "Quantitative Techniques in geography: an introduction". Oxford, Claredon Press, 2 ed., 364 pp.
- HEMPEL, L. (1971): "Die tendenzen anthropogen bedingten reliefformung in den Ackerlaendern Europas". Zeits. Geom., 15, pp. 312-329.
- HERNANDEZ-PACHECO, F. (1941): "Las aguas de arrollada y los fenómenos erosivos producidos por ellas". Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat., 39, pp. 341-343.

- HERRERO FABREGAT, C. (1969): "Geografía agraria de Meliana". Valencia, Departamento de Geografía e Institución Alfonso el Magnánimo, 52 pp.
- HESSEN, J. (1970): "Tratado de filosofía". Buenos Aires, Editorial Sudamericana, 1117 pp.
- HEUSCH, B. (1969): "L'erosion dans le bassin du Sebou: una approche quantitative". Rev. Geogr. Maroc., 15, pp. 109-128.
- HORTON, R.E. (1945): "Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology". Geol. Soc. Amer. Bull., 56, 3, pp. 275-370.
- HSÜ, K.J., CITA, M.B. y RYAN, W.B.F. (1973): "The origin of terranean evaporites". In Ryan, W.B.F., Hsü, K.J. et al.; Initial Rep. of the Deep Sea Drilling Project, 13, Washington, V.S. Gov. Print. Of., pp. 1203-1231.
- HUDSON, N (1982): "Conservación del suelo". Barcelona, Ed. Renerté, S.A., 335 pp.
- HUFTY, A. (1984): "Introducción a la climatología". Ed. Ariel S.A., Barcelona, 292 pp.
- IBAÑEZ MARCELLAN, M.J. (1975): "El endorreísmo del sector central de la depresión del Ebro". Cuadernos de Investigación en Geografía e Historia C.U. Logroño, pp. 35-49.
- IGME (1973, a): "Mapa Geológico Nacional. Hoja 666 (Chelva)". 33 p.
- IGME (1973, b): "Mapa Geológico Nacional. Hoja 694 (Chullilla)", 45 p.
- IGME (1974, a): "Mapa Geológico Nacional. Hoja 614 (Manzanera)", 24 p.
- IGME (1974, b): "Mapa Geológico Nacional. Hoja 615 (Alcozara)", 16 p.
- IGME (1974, c): "Mapa Geológico Nacional. Hoja 640 (Segorbe)", 23 p.
- IGME (1974, d): "Mapa Geológico Nacional. Hoja 641 (Castellón de la Plana) y 642 (Islas Columbretes)", 26 p.

- IGME (1974,e): "Mapa Geológico Nacional. Hoja 668 (Sagunto)".
- IGME (1974,f): "Mapa Geológico Nacional. Hoja 669 (Moncofar)", 12 p.
- IGME (1974,g): "Mapa Geológico Nacional. Hoja 696 (Burrassot)", 23 p.
- IGME (1974,h): "Mapa Geológico Nacional. Hoja 722 (Valencia)", 14 p.
- IGME (1974,i): "Mapa Geológico Nacional. Hoja 637 (Landede)", 29 p.
- IGME (1975): "Mapa Geológico Nacional. Hoja 638 (Alpuente)", 33 p.
- IGME (1977,a): "Mapa Geológico Nacional. Hoja 639 (Jérica)", 45 p.
- IGME (1977,b): "Mapa Geológico Nacional. Hoja 667 (Villar del Arzobispo)", 25 p.
- JONES, J.A.A. (1981): "Piping as an agent of erosion". Cap. 8 de "The nature of soil piping", BGRG, Research Monograph, nº 3, 301 p., pp. 198-207.
- KUNOW, P. (1966): "El clima de Valencia y Baleares". Valencia Diputación provincial de Valencia, 239 pp.
- LA ROCA CERVIGON, N. (1980): "Deslizamiento rotacional-colada de fango en los valles de Alcoi (Mas de JOrda i Beniallap)". Cuadernos de Geografía, 26 pp. 23-40.
- LAUTENSACH, H. (1932): "Portugal I. Teil". Peterm. Mitt. Erg. H. Nr. 213, Gotha.
- LAZARO OCHAITA, J. (1977): "Estudio geomorfológico de la cuenca del Río Guadalix (Evolución Neógeno-Cuaternario)". Estudios Geológicos, 33, pp. 101-118.
- LEOPOLD, L.B. y DUNNE, T. (1971): "Field methods for hill-slope description". B.G.R.G. Tech. Bull., 7, 24 p.
- LHENAFF, R. (1973): "Estudio geomorfológico del valle de Lecrin". Est. Geol., 33 (131).

- LOPEZ BERMUDEZ, F. y GUTIERREZ ESCUDERO, J.D. (1982): "Estimación de la erosión y aterramientos de embalses en la cuenca hidrográfica del río Segura". Cuad. Inv. Geogr. VIII (1-2), pp. 3-18.
- LOTZE, F. (1929): "Stratigraphie und tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien)". Beitr. z. Geol. Westmedit Gebiet, 3, 8, pp. 1-315.
- MADOZ, P. (1848-1850): "Diccionario Geográfico- Histórico- Estadístico de España y sus posesiones de Ultramar". Madrid.
- MAGNE, J. y VIALARD, P. (1977): "L'évolution tectonique alpine dans la chaîne Ibérique: le Tertiaire marin aux abords du delta de l'Ebre est du Pliocène post-tectorogénique". C.R. Acad. S.C= Paris 285, pp. 1275-1278.
- MARK, D.M. y CHURCH, M. (1977): "On the misuse of repression in earth science". Mathematical Geology, 9, pp. 63-75.
- MARTHELOT, P. (1962): "Les implications humaines de l'irrigation moderne en Afrique du nord". Ann. de l'Afrique du Nord, pp. 127-154.
- MARTIN, J. (1964): "Le karst de la region des Dayette (Causse moyen-atlasique. Essai de representation cartographique". Rev. Geol. Maroc., 5, pp. 19-34.
- MATEU BELLES, J.F. (1982): "El Norte del País Valenciano. Geomorfología litoral y prelitoral". Sección de Geografía. Universidad de Valencia, 286 pp.
- MEDINA E ISABEL, M. (1976): "Meteorología básica sinóptica". Madrid, Ed. Paraninfo, 326 pp.
- MOISSENET, E. y GAUTIER, F. (1971): "La región de Rubielos de Mora (Province de Teruel, chaînes Ibériques orientales). Contribution a l'étude géologique et morphologique". Mélanges de la Casa Velázquez, 7. Paris.
- MORALES GIL, A. (1968): "El riego con aguas de avenida en las laderas subáridas". Papeles del Dep. de Geografía, Universidad de Murcia, pp. 117-183.

- MORALES GIL, A., BRU RONDA, C. y BOIX AMOROS, M. (1983): "Morfología en la umbria de la Sierra de Bernia". Investigaciones Geográficas, 1, pp. 117-145.
- MORISAWA, M. (1968): "Streams: Their Dynamics and Morphology". New York, McGraw-Hill, 173 pp.
- MÜLLER, K. (1933): "Das klima Neukastiliens auf Grund der Jahre 1906 bis 1925". Tesis doctoral, Giessen.
- NEUMANN, H. (1960): "El clima del SE de España". Estudios Geográficos, 79, pp. 171-210.
- ONGLEY, E.D. (1974): "Fluvial Morphometry on the Cobar Pediplain". Aun. Assoc. Amer. Geogr., 64, (2), pp. 281-292.
- ORTI CABO, F. (1974): "El Keuper en el Levante Español". Est. Geol., 30, pp. 7-46.
- PALOMO, C., ACOSTA, J., de ANDRES, J.R., DÍAZ del RIO, V., HERRANZ, P., REY, J. y SANZ, J.L. (1981): "Resultados preliminares de la campaña de Geología marina "GANSÁ 80"". Reciclada entre Gandía y Sagunto. Depart. Geol. Marina Inst. Esp. Oceanografía. Madrid (Inédito).
- PANZER, N. (1948): "El desarrollo de los valles y el clima de la época cuaternaria en el NE de España". Estudios Geográficos, 30, pp. 79-130.
- PARK, CH. (1977): "Dry valley network and density in Malta". Reveu de Geomorphologie dynam., 26, (2), pp. 49-58.
- PARGA, J.R. (1969): "Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico". Trab. Lab. Geol. Lage, 37, pp. 1-15.
- PARSONS, A.J. (1977): "Curvature and rectilinearity in hillslope profiles". Area, 9 (4), pp. 246-251.
- PARSONS, A.J. (1978): "A technique for the classification of hill-slope forms". Tran. Inst. British Geogr., 3 (4), pp. 432-443.
- PEREZ CUEVA, A. (1977): "Estudio sedimentológico de la Plana de Castelló". Valencia, Dep. de Geografía, 120 ff.

- PEREZ CUEVA, A.J. (1979): "El Cuaternario continental de la Plana de Castelló". Cuad. de Geogr., 24, Valencia, pp. 39-54.
- PEREZ CUEVA, A.J. (1983): "Precipitaciones extraordinarias en España peninsular". Agricultura y Sociedad, 28, pp. 189-203.
- PEREZ CUEVA, A.J. y ARMENGOT SERRANO, R. (1983): "El temporal de octubre de 1982, en el marco de las lluvias torrenciales en la cuenca baja del Júcar". Cuad. de Geogr., 32-33, pp. 61-86.
- PEREZ CUEVA, A.J. y SANROQUE (1982): "Erosión acelerada en vertientes incendiadas" apud. Erosión acelerada antrópica, memoria presentada por A.J. Pérez Cueva, Inst. Alfons el Magnànim, 110 pp.
- PEREZ GONZALEZ, (1981): "Terciario y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo". Tesis doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 787 pp.
- PEREZ PUCHAL, P. (1963): "Un municipio de piedemonte valenciano: Liria. Estudio de geografía agraria". Saetabi, 13, Valencia, pp. 145-196.
- PEREZ PUCHAL, P. (1967): "Los embalses y el regimen de los ríos valencianos". Estudios Geográficos, 107, pp. 149-196.
- PEREZ PUCHAL, P. (1968): "El paisaje agrario del Bajo Palancia". Valencia, Instituto de Geografía, Institución Alfonso el Magnánimo y Caja de Ahorros y Monte de Piedad de Valencia, 156 pp.
- PFLUG, R. (1973): "El diapiro de Estella". MUNIBE, Soc. Cienc. Nat. Aranzadi (San Sebastian), 25, (2-4), pp. 171-202.
- PONCET, J. (1970): "La 'catastrophe' climatique de l'automne 1969 en Tunisie". Annales de Géographie, 79, pp. 581-595.
- QUEREDA, J. (1976): "El clima de la provincia de Castellón". Castellón, Excma. Diputación provincial, 134 pp.
- QUEREDA, J. (1974): "Introducción al estudio climático de la Plana". Millars, I, pp. 121-140.

- QUEREDA SALA, J. (1977): "Experiencias sobre procesos térmicos en el suelo". Millars, IV, pp. 7-24.
- QUEREDA SALA, J. (1979): "Datos para el estudio de los procesos termoclásticos en la montaña mediterránea". Millars, VI, pp. 7-17.
- QUEREDA SALA, J. (1981): "El tiempo perturbado de abril en la prov. de Castellón". Bol. Soc. Castellonense de Cultura, 57, pp. 437-449.
- QUEREDA SALA, J. (1982,a): "La temperatura del suelo y sus efectos termoclásticos". Millars, VIII, pp. 5-23.
- QUEREDA SALA, J. (1982,b): "La gelifracción experimental en las calizas marmoreas de Xert y Borriol". Cuadernos de Geografía, 31, pp. 87-96.
- QUEREDA SALA, J. (1983): "Los excepcionales temporales de octubre y su relación con las temperaturas del mar". Cuadernos de Geografía, 32-33, pp. 87-100.
- RACHOCKI, A. (1981): "Alluvial faus: an attempt at an empirical aproach". Chichester, John Wiley & Sons, 161 pp.
- RAYNAL, R. (1955): "Oscillations climatiques et evolution du relief au cours du Quaternaire". Not. Maroc., 5, pp. 10-14.
- REINECK, H.E. y SINGH, I.B. (1973): "Deposititonal Sedi-mentary Environments". Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 439 pp.
- RIBA, O. (1959): "Estudio geológico de la Sierra de Albarracín". Monografías Inst. Lucas Mallada, C.S.I.C., 16, pp. 283.
- RIBA, O. y RIOS, J.M. (1962): "Observations sur la structure de la chaîne Ibérique". Livre à la memorie de Paul Fallot, pp. 276-290.
- RICE, R.J. (1983): "Fundamentos de Geomorfología". Ed: Paraninfo, 377 pp.
- ROHDENBURG, H. y SABELBERG, U. (1973): "Quartäre klimazyklen im westlichen Mediterrangebiet und ihre Auswirkungen auf die Relief und Bodenentwicklung vorwiegend nach Untersuchugen an kliffprofilen auf den Balearen und au der Marokkanischen Atlantikküste". Catena, 1, pp. 71-180.

- ROOSE, T.J. y LELONG, F. (1976): "Les facteurs de l'érosion hydrique en Afrique tropicale. Etudes sur petites parcelles expérimentales del sol". Rev. Geogr. Phys. et Géol. Dyn., 18, (4), pp. 365-374.
- ROSENSTEIN, A.B. (1911): "Die temperaturver hãltuisse von Mittel und Südspanien". Archiv der deutschen Seewarte", 34, Hamburg.
- ROSSELLO VERGER, V.M. (1963): "Notas preliminares a la morfología litoral del norte de Valencia". Saitabi, 13, pp. 105-144.
- ROSSELLO VERGER, V.M. (1964): "Mallorca. El Sur y Sur-este". Palma de Mallorca. Cámara Oficial de Comercio, Industria y Navegación de Palma de Mallorca, 553 pp.
- ROSSELLO VERGER, V.M. (1969): "El litoral Valenciá. I. El medi físic i humá". Col. Serie Taronja. Valencia L'Estel, 171 pp.
- ROSSELLO VERGER, V.M. (1977, a): "Los canchales de montaña calcárea y los factores termoclásticos". Actas II Reunión del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario. Jaca, pp. 225-235.
- ROSSELLO VERGER, V.M. (1977,b): "Screes periglaciares en la montaña mallorquina". V Col. Geogr. Granada, pp. 85-92.
- SAIZ BUENDIA, J.L. (1972): "El Barranc del Carraixet. Estudio granulométrico y morfométrico". Cuadernos de Geografía, 10, pp. 66-92.
- SAVIGEAR, R.A.E. (1952): "Some observations on slope development in S. Wales". Trans Ins. British, 18, pp. 31-51.
- SCHEIDEGGER, A.E. (1970): "Theoretical Geomorphology", Spring Verlag, Berlin, 435 pp.
- SCHUMM, S.A.(1956): "Evolution of drainage systems and slopes in badlands of Perth Amboy". Geol. Amer. Bull., 67, pp. 597-646.
- SCHUMM, S.A. y CHORLEY, R.J. (1966): "Talus weathering and scarp recession in the Colorado Plakans". Seits. Geom., 10, pp. 11-36.

- SCHEWENZNER, J.E. (1943): "La morfología de la región central de la meseta española". Bol. Soc. Esp. Hist.Nat., 41, pp. 121-147.
- SHELLTON, M.L. (1981): "Runoff and land use in the Deschutes Basin". Aun. Assoc. Amer. Geogr., pp. 11-27.
- SHREEVE, R.L. (1966): "Statistical law of stream humers". Journal of Geology, 74, (1), pp. 17-37.
- SIMON GOMEZ, J.L. (1981,a): "Reactivación alpina del desgarré del Segre en el borde NE de la Cadena Ibérica". Teruel, 65, pp. 195-209.
- SIMON GOMEZ, J.L. (1981,b): "Presencia de una fase compresiva intramiocena en el Maestrazgo (Sector oriental de la cadena Ibérica)". Acta Geol. Hispánica, 16, (3), pp. 135-138.
- SIMON GOMEZ, J.L. (1982): "Compresión y distensión alpinas en la cadena Ibérica oriental". Zaragoza, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, Tomo I, 263 pp. y Tomo II, 501 pp.
- SIMON GOMEZ, J.L. (1984): "Compresión y distensión alpinas en la cadena Ibérica oriental". Ed. Instituto de Estudios turolenses, C.S.I.C., Teruel, 269 pp.
- SIMON GOMEZ, J.L. y PEREZ CUEVA, A.J. (1980): "El Trías extrusivo al N de la Sierra de Espadán: aspectos tectónicos y morfotectónicos". Cuadernos de Geografía, 27, pp. 143-156.
- SIMON GOMEZ, J.L., PEREZ CUEVA, A.J. y CALVO CASES, A. (1983): "Morfogénesis y neotectónica en el sistema de fases del Maestrat (Provincia de Castellón)". Est. Geol., 39, pp. 167-177.
- SIVIIGNON, M. (1975): "La Thessalie, analyse géographique d'une province grecque". Lyon, Univ. de Lyon, 572 pp.
- SMALL, R.J. y CLARK, M.J. (1982): "Slopes and weathering". Cambridge, Univ. Press., 112 pp.
- SOLE SABARIS, L. y RIBA ARDERIU, O. (1952): "El relieve de la Sierra de Albarracín y zonas limítrofes de la Cordillera Ibérica". Teruel, 7, pp. 7-22.

- SOLE SABARIS, L. (1978): "Los rebordes oriental y meridional de la Meseta: Cordillera Ibérica y Sierra Morena". apud "Geografía General de España". Ed. Ariel, pp. 74-85.
- SOS BAYNAT, V. (1949): " Morfoestructura de las costas de Castellón". Bol. de la Soc. Castellonense de Cultura, 25, Cuaderno Jubilar, pp. 589-619.
- SOS BAYNAT, V. (1957): "Las terrazas de la Rambla de la Viuda y el Cuaternario de la Plana de Castellón". Actas del V Congr. Int. del I.N.Q. U.A., 1, pp. 405-418.
- SOS BAYNAT, V. (1975,a): "Mamíferos fósiles del Cuaternario de Villavieja (Castellón)". Est. Geol., 31, pp. 761-775.
- SOS BAYNAT, V. (1975,b): "Las terrazas fluviales del Barranco de Malvestit (Castellón)". Bol. de la Soc. Castellonense de Cultura, 51, pp. 316-330.
- SOS BAYNAT, V. (1977): "La Plana de Castellón como glacis relicto y su edad geológica". Bol. de la Soc. Castellonense de Cultura, 53, pp. 279-288.
- SOS BAYNAT, V. (1981,a): "Compendio de Geología de la provincia de Castellón". Caja de Ahorros y Monte de Piedad de Castellón, 402 pp.
- SOS BAYNAT, V. (1981,b): "Los yacimientos fosilíferos del Cuaternario de Castellón y la cronología de esta edad geológica". Bol. de la Soc. Castellonense de Cultura, 57, pp. 487-505.
- STARKEL, L. (1976): "The role of extrem (catastrophic) meteorological events in contemporary evolution of slopes". in Derbyshire, E. (ed.): Geomorphology and climate, London, John Wiley and Sons, pp. 203-246.
- STRAHLER, A.N. (1980): "Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis". Am. J. Sci., 248, pp. 673-696, pp. 800-814.

- STRHLER, A.N. (1950): "Equilibrium theory of slopes approached by frequency distribution analysis". Am. J. Sci., 248, pp. 800-814.
- STRAHLER, A.N. (1952): "Hysometric analysis of erosional topography". Bull. Geol. Soc. Am., 63, pp. 923-938.
- STRAHLER, A.N. (1968): "Quantitative geomorphology". apud "The Encyclopedia of Geomorphology" de Fairbridge. New York, pp. 898-912.
- TAMBORERO TOMAS, M. (1969): "Geografía agraria de Benisano y Pobla de Vallbona". Valencia, Dep. de Geografía e Institución Alfonso el Magnánimo, 51 pp.
- TOMAS QUEVEDO, A. (1963): "Causas meteorológicas de las inundaciones de septiembre de 1962 en el Bajo Valles, Llano de Llobregat y la Maresma". Estudios Geográficos, pp. 137-146.
- TRICART, J. y MUSLIN, J. (1951): "L'étude stadistique des versants". R. Geom. Dyn., 2, pp. 173-182.
- UISERA, J. (1972): "Paleogeografía del Mioceno en la provincia de Valencia". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Geol., 70, pp. 307-315.
- VAN DE GRAAFF, W.J.E., CROWE, R.W.A., BUNHG, J.A. & JACKSON, M.J. (1977): "Relict early Cainozoic drainages in arid Western Australia". Zeits. Geom., 21, (4), pp. 379-400.
- VAUDOUR, J. (1962): "L'érosion des sols à Auriol". Méditerranée, 1, pp. 73-80.
- VIALARD, P. (1973): "Recherches sur le cycle Alpin dans la chaîne Ibérique Sud-orientale". Thés. Doct. Univ. Paul Sabatier. Toulouse, 445 pp.
- VIALARD, P. (1976): "La compresion majeure dans la chaîne Ibérique méridionale (Ouest de Valencia, Espagne) est ante-vindoboniense". C.R. Somm. Soc. Geol. France, 2, pp. 42-44.
- VIALARD, P. (1977): "Plissements superposés homoaiaux dans la chaîne Ibérique meridionale, à l'ouest de Valencia (Espagne)". C.R. Somm. Soc. Géol. France, 2, pp.92-94.

- VIALARD, P. (1978): "Tectogenése de la chaîne Ibérique: relations substratum-couverture dans une tectonique polyphasée". C.R. Acad. Sc. Paris, 287, pp. 1103-1106.
- VILLENA, J. (1971): "Estudio geológico de un sector de la cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal (provincias de Guadalajara y Teruel) (Paleozoico)". Bol. Geol. y Min., 87, (4), pp. 329-354.
- VIRGILI, C. (1954): "Algunas consideraciones sobre el trazado de las costas españolas durante el Triásico". Publ. del Inst. Geol. y Min. Esp., 69, pp. 3-815.
- VIRGILI, C. (1958): "El Triásico de los Catalánides". Bol. IGME, 69, 856 pp.
- YAALON, D.H. y YARON, B. (1966): "Framework for man-made soil changes an outline of metapedogenesis". Soil Sci., 102, pp. 272-277.
- YAIR, A. (1973): "La basse Galilée sud orientale. Etude de geomorphologie structurale". Mediterranée, 12, (2), pp. 49-62.
- YOUNG, A. (1964): "Slopes profile analysis". Zeits. Geom., 5, pp. 17-27.
- YOUNG, A. (1971): "Slope profile analysis: the system of Best Units". Slop, form and process, Inst. British Geogr., pp. 1-13.
- YOUNG, A. (1972): "Slopes". Cougman, New York, 288 pp.
- YOUNG, A, BRUSDEN, D. y THORNES, J.B. (1974): "Slope profile surrey". B.G.R.G. Tech. Bull., 11, 52 pp.
- WISCHMEIR, W.H. y SMITH, D.D. (1965): "Predicting rain fall erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains". U.S.D.A. Agric. Handb., 282 47 pp.
- WISCHMEIER, W.H., JOHNSON, C.B. y CROSS, B.V. (1971): "A soil erodibility nomograph for farmland and construction sites". J. Soil water cons., 26, pp. 189-193.

WROBEL, J. (1940): "Das klima von Katalonien und der Provinz Castellón auf Grund der spanischen weterbeobachtungen der Jahre 1906 bis 1925". Hamburg, Deutsches Seewart und des Marineobservatoriums, 97 pp.

ZUIDAM, R. von (1976): "Geomorphological development of the Zaragoza Region, Spain". Utrecht, State University of Utrecht, 211 pp.

ZUIDAM, R. van (1980): "Un levantamiento geomorfológico de la región de Zaragoza". Geographica, 6, pp. 103-134.

ANEXO II

Método codificado para la designación de las cuencas de drenaje.

1) Consideraciones generales.

El método usado para designar las cuencas de drenaje está adaptado a las características peculiares de la zona estudiada. En efecto, se ha buscado un equilibrio entre el resultado de la división de cuencas efectuada previamente y un sistema numérico o mixto que simplifique al máximo la designación o referencias a áreas concretas.

Las referencias a estas áreas, las cuencas de drenaje de determinado orden y sus espacios intersticiales, están dificultadas básicamente por dos distinciones a realizar: 1) la citada de que las áreas puedan ser de un orden concreto o bien espacios intersticiales que drenen a un orden superior al referido. 2) El hecho de que las cuencas "puras" y sus espacios intersticiales puedan ser considerados a nivel de 4º, 5º y 6º orden.

El método codificado intenta salvar estas dificultades dando un significado cada vez más restringido a cada uno de los dígitos que se usen, tanto por su forma, (el hecho de que sea un número o una letra), como por su cantidad (el hecho de que se puedan utilizar 2, 3 ó 4 dígitos). Con ello condensa varios conceptos o relaciones en un símbolo escueto.

2) Codificación.

En la base del sistema de identificación está el dar una conotación areal cada vez más restringida a medida que se añaden dígitos al número. Si el número resultante tiene cuatro dígitos el área referida será una cuenca de 4º orden o un espacio intersticial. Si tiene sólo tres, es una cuenca de 5º orden y si tiene dos únicamente, se refiere al área de una cuenca de 6º orden. Así pues, se ha empezado por delinear los límites de las zonas base (fig. 6.29) y por definir las. Estas son las siguientes:

Número 1	Zona Mijares
" 2	" Sonella-Belcaire
" 3	" Palancia
" 4	" Carraixet
" 5	" Turia

Se trata de grandes colectores cuya área no se ha estudiado completamente (Ríos Turia y Mijares), grandes colectores de orden 7º (Palancia y Carraixet) y una extensa área drenada por dos ordenes 6º independientes (zona de Sonella y del Belcaire). Uno de estos dígitos, en el primer lugar del código indicará que se está en un área que pertenece a la gran zona a la que se refiere el citado número (la cuenca 1022 es una cuenca de orden 4º de la zona del Mijares).

El segundo dígito se refiere a uno de estos tres conceptos: a) área que está en la zona indicada por el primer número y que no está jerarquizada por el cauce principal de esta zona (áreas endorreicas o sin conexión con la red principal), b) área que está en la zona indicada por el primer número y que afluye directamente al cauce principal sin perte-

AA

necer a una cuenca de 6º orden y c) área que está en la zona indicada por el primer número y que pertenece a una cuenca de orden 6º. El concepto a es expresado por el dígito 0 (50 serán las áreas de la zona Turia que no están colectadas por el Turia o por los afluentes de este). El segundo concepto, b, es expresado por el dígito 1 (51 serán las áreas de la zona Turia que afluyen directamente a él sin pertenecer a una cuenca de orden 6º, si la hubiese). Estas áreas pueden ser desde una gran cuenca de orden 5º hasta el área de un inúsculo cauce de orden 1º. El concepto c es expresado por los números 2, 3, 4 y sucesivos según la cantidad de cuencas de orden 6º que haya en la zona base. Para asignar un número a una cuenca de orden 6º se tiene en cuenta su posición respecto a la desembocadura del cauce principal. La adjudicación de los números se hace siguiendo el sentido contrario a las agujas del reloj, o sea, primero las cuencas del N y de éstas las más cercanas a la costa, luego las del W y finalmente las del S . Esta forma prevalece en la ordenación de las designaciones a cualquier nivel que se considere.

El tercer dígito se refiere a los mismos conceptos que el anterior, pero a nivel de orden 5º. Así el área designada por el número 500 pertenecerá a la zona Turia, no estará unida a la red principal, y no estará drenada, ni por un cauce de orden 5º , ni por uno de orden 5º. El área designada por el número 521 pertenecerá a la zona Turia, estará colectada por un cauce de orden 6º determinado, pero no estará colectada por uno de orden 5º, sino que afluirá directamente al de orden 6º referido. Un área designada con el número 512 pertenecerá a la zona Turia, no estará colectada por un cauce de orden 6º y será el área del primero de orden 5º que nos encontremos en la margen izquierda del río.

Finalmente, el postrer dígito individualiza, en última instancia, el área más pequeña a que nos odemos referir. Unicamente pueden existir dos tipos de áreas que cumplan los requisitos exigidos por los tres dígitos anteriores: los ordenes 4º y las zonas intersticiales a nivel de orden 4º, sean áreas que drenen a un colector de orden 5º, 6º o superiores, sean zonas endorreicas, sean zonas arreicas o sean cuencas de orden inferior a 4º no colectadas por un orden superior. Se nombra a las cuencas de orden 4º con los criterios de ordenación definidos anteriormente (sentido contrario de las agujas del reloj). Tal designación se hará con un número del 1 en adelante. Por el contrario los tipos de áreas que no sean de orden 4º, en conjunto, serán designadas con una letra minúscula de la a a la z. Así el área 523 a estará en la zona Turia, colectada por el primer lecho de orden 6º que encontremos así como por el segundo de orden 5º que se encuentre dentro de éste y será un área que drene directamente a este orden 5º. Si el número fuera el 5233 la cuenca tendría las características de la anterior, pero sería un orden 4º, concretamente el tercero que encontraríamos en la cuenca de 5º orden.

ANEXO Orden 49

Cuenca	S	Re	Lm	Rb	Dh	Dd	Rr	Hd
1111	4,53	633,6	2,346	3,340	11,48	3,802	119,3	1,719
1112	2,94	755,6	2,250	2,666	9,18	3,531	178,91	1,617
1113	3,69	750	1,750	2,900	11,65	3,974	167,8	1,927
1114	3,69	598,6	2,490	3,500	13,01	4,095	140,6	2,084
1115	3,58	736,2	1,700	3,433	12,85	4,398	160,7	2,049
1116	2,24	649,4	2,126	2,833	13,39	4,511	220,8	2,596
1117	4,69	633	2,000	3,200	10,48	3,863	122,8	1,831
1118	5,06	542,2	2,870	3,966	12,45	4,141	109,6	2,124
1121	4,27	662,4	2,440	3,5	11,01	4,083	136,0	1,955
1122	9,33	754	2,846	4,433	12,33	3,966	112,4	2,038
1211	8,49	532	2,506	3,833	8,48	2,965	57,6	1,055
1212	8,94	532	1,863	3,533	5,48	3,012	19,4	0,370
1213	8,46	485,4	2,176	3,600	6,03	3,571	31,0	0,749
1214	8,85	757,6	2,480	4,733	10,28	3,838	81,4	1,385
1215	5,24	581,6	2,020	3,800	10,31	3,623	158,7	2,554
1221	29,19	536	2,853	4,800	4,90	2,943	7,0	0,235
1222	3,96	668,2	1,503	3,233	10,35	3,57	48,2	0,578
1231	4,81	780,6	1,770	3,133	7,69	3,181	69,0	0,696
1232	10,02	525,2	3,440	3,933	8,28	3,711	66,9	1,688
1241	1,51	745,4	1,633	2,333	12,58	4,324	154,3	1,240
1242	4,08	705,6	1,963	3,266	10,29	4,019	145,5	1,888
1311	7,52	553,4	3,623	3,833	9,84	4,036	130,3	2,946
1312	3,80	616	2,223	3,366	11,58	3,957	117,9	1,665
1321	1,21	564	1,973	2,900	23,97	5,912	218,1	2,837
1322	7,88	741,8	2,240	4,833	18,02	5,266	165,1	3,712
1323	6,95	656,6	2,176	4,400	10,79	3,884	126,0	2,217
1324	5,18	737,8	2,113	3,733	13,32	4,525	149,7	2,357
1331	3,23	667	2,050	3,266	15,79	4,857	105,9	1,536
1332	2,72	696,8	1,676	3,266	15,44	4,422	92,1	1,087
1411	3,47	737,4	1,736	3,766	13,54	4,524	125,9	1,624
1421	8,02	618	2,760	4,366	13,09	4,408	87,8	2,001
1422	0,90	611,6	1,950	2,833	33,33	6,112	188	2,010
1423	2,60	671,2	1,263	3,166	13,85	4,82	86,3	1,127
1424	2,53	858,6	2,290	3,266	16,60	4,479	133,9	1,254
1431	3,66	782	1,796	3,6	16,94	5,136	188,7	2,672
1432	1,23	828,6	1,326	2,566	17,89	4,816	322,5	2,345
1441	11,15	835,7	3,246	5,1	15,07	5,026	121,2	2,749
1442	1,86	845,4	1,566	2,9	17,74	5,058	185,1	1,704
2001	10,02	480	4,450	3,733	5,39	2,536	59,9	1,131
2002	9,92	473,8	6,960	3,566	6,25	3,069	89,6	2,062
2003	7,08	560	2,473	3,600	7,06	3,325	113,9	2,031
2004	3,11	563,6	2,346	3,233	15,11	5,280	149,5	2,787

2005	13,86	714,4	2,100	4,166	4,98	2,643	57,8	0,898
2021	3,92	547,4	3,036	3,766	17,60	5,083	130,1	2,699
2022	2,76	595	3,916	3,566	17,03	5,713	168,8	3,039
2023	1,26	763	1,306	2,166	13,49	4,241	246,3	1,734
2211	11,86	688,8	3,213	4,833	12,14	4,427	88,1	2,200
2212	5,22	622,6	3,873	3,233	9,20	3,385	121,7	1,706
2213	3,79	535,6	2,03	3,433	12,14	4,771	92,9	1,817
2221	7,16	635,6	2,456	3,466	6,56	3,044	61,2	0,885
2222	13,05	495,2	2,793	4,300	7,93	3,529	71,4	2,073
2231	3,94	805,6	1,843	4,02	14,21	5,144	133,4	1,908
2232	2,59	562,2	2,270	3,433	17,76	5,119	160,0	2,646
2233	6,26	569	4,346	4,083	14,54	4,776	124,5	2,951
2241	1,66	870,4	1,076	2,833	16,8	5,321	244,3	2,170
2242	8,14	506	3,623	4,783	16,95	4,958	110,5	3,485
2243	5,52	705	1,990	4,000	14,31	4,619	181,6	3,154
2251	4,91	570,8	2,943	4,300	15,07	5,153	119,6	2,700
2252	6,03	475,2	3,873	4,066	15,09	4,562	73,4	1,952
2253	6,59	640,8	3,083	4,300	16,08	5,195	98,2	2,306
2254	13,44	800	5,036	5,853	16,27	5,246	133,6	3,624
2255	3,72	613	1,946	3,723	18,28	5,019	176,9	3,151
2256	5,23	761,2	1,706	3,200	8,99	3,619	140,7	1,726
2321	9,23	756,6	3,070	5,126	18,31	5,505	133,7	3,336
2322	6,81	732,4	2,270	4,293	14,98	4,817	163,4	3,164
2323	8,31	737,4	2,806	4,450	13,60	4,744	104,3	2,182
2331	4,63	540,6	3,706	3,933	12,71	4,468	108,9	2,184
2332	1,83	638,6	2,523	3,053	19,13	5,879	75,3	1,058
2333	3,69	706	2,243	3,406	13,28	5,120	137,7	2,165
2334	8,26	775,8	2,583	4,143	11,26	4,248	69,1	1,227
2335	10,82	606,4	2,456	4,100	7,49	3,891	50,9	1,213
3001	12,29	492,6	4,043	3,906	6,10	2,703	41,8	0,908
3002	2,59	709,2	2,143	2,666	10,42	3,454	122,6	1,084
3021	2,51	723,6	1,740	2,866	12,75	4,203	100,4	1,042
3022	4,24	606,6	1,740	3,023	8,26	3,222	82,6	0,766
3111	7,47	633,2	2,170	3,933	10,17	3,719	58,3	1,056
3112	5,08	802,2	1,473	3,083	7,28	2,688	78,2	0,666
3113	4,46	676,8	2,506	3,666	13,45	4,466	47,1	0,741
3114	7,56	764	2,570	3,836	9,52	4,292	95,0	1,656
3115	8,28	628	4,543	3,616	7,85	3,450	63,0	1,124
3116	3,15	764,2	2,166	3,366	13,96	4,478	58,0	0,680
3117	5,85	572	1,823	3,166	7,86	3,684	53,2	0,935
3118	2,55	466,8	2,336	3,333	15,28	4,687	53,1	0,960
3119	6,28	469,6	2,276	3,466	9,08	4,228	44,8	1,141
3121	5,31	671,8	6,493	4,390	20,90	5,631	175,4	3,823
3122	3,46	789	2,266	3,703	18,50	5,382	210,1	3,008
3123	4,96	722	2,523	3,793	13,51	4,296	138,5	2,070
3131	10,71	549,4	2,723	3,833	6,54	3,309	50,5	1,125
3132	2,22	743,8	2,123	2,61	11,71	3,544	97,3	0,779
3133	4,25	533,4	1,910	3,300	8,22	3,941	68,8	1,182
3134	7,49	779,8	1,880	3,5	6,28	3,123	68,1	0,843
3135	4,55	729,2	1,370	3,036	9,01	3,843	45,4	0,576

3136	16,18	714,6	2,930	4,953	9,46	3,948	85,0	2,131
3137	4,36	573,2	3,356	3,536	11,24	4,045	100	1,662
3141	7,08	628	2,043	3,733	7,77	3,724	52,3	0,931
3142	11,15	658,6	2,816	4,77	11,93	4,835	78,3	2,166
3143	5,68	613,8	2,696	3,886	10,39	4,141	118,2	2,145
3144	4,26	689	1,873	3,300	9,86	4,202	72,4	1,029
3151	4,01	614	1,566	2,666	6,73	3,602	78,2	1,037
3152	3,24	581,8	1,630	2,676	9,57	3,906	53,5	0,730
3153	8,73	638,6	2,340	3,933	8,71	3,879	115,3	2,335
3154	2,67	496,8	2,570	3,033	11,61	4,534	129,3	2,176
3155	7,52	607,8	2,903	2,806	10,11	4,171	114,3	2,427
3156	5,67	688,8	3,186	4,000	15,17	4,767	120,5	2,240
3161	1,50	690,8	1,526	2,433	14,67	5,140	260	2,230
3162	4,80	770	1,686	3,673	13,13	4,856	135,2	2,107
3171	3,25	673,4	3,383	3,350	13,53	4,287	99,6	1,364
3172	2,65	759	2,016	2,873	12,08	4,573	123,9	1,290
3211	0,94	734	2,136	2,166	18,09	5,622	192,6	1,613
3212	9,06	668,4	3,51	4,980	17,11	5,073	135,4	3,490
3221	11,60	677,6	2,696	5,080	13,97	4,820	98,2	2,684
3222	4,65	581,8	2,343	4,423	15,05	5,055	149,4	3,225
3231	5,94	672,2	2,266	4,736	15,15	5,112	162,1	3,389
3232	3,46	713,8	1,703	3,633	14,45	5,164	195,9	2,974
3311	2,77	830,8	1,530	3,033	14,80	4,990	153,9	1,701
3312	2,74	845	1,890	3,183	16,42	5,070	161,9	1,815
3321	3,62	652,4	2,750	4,333	20,17	5,454	147,7	2,650
3322	2,64	591,8	2,620	3,61	25,00	5,786	180,7	2,771
3323	1,59	680,6	2,416	3,100	27,67	6,100	154,5	1,970
3331	3,09	740	2,223	3,493	18,77	4,968	225,0	2,995
3332	2,02	691,2	1,863	3,213	19,31	5,288	234,0	2,871
3421	3,71	826,2	1,580	3,70	14,02	4,185	111,4	1,226
3422	2,93	559,8	2,176	3,240	13,99	4,362	111,0	1,670
3423	4,36	707,4	2,193	3,666	14,68	4,677	115,6	1,800
3424	4,16	730,6	3,743	4,200	23,56	5,743	132,3	2,394
3425	5,07	745	3,820	4,266	20,32	5,696	135,1	2,625
3426	4,67	757,2	2,696	4,020	16,92	4,868	109,4	1,708
3431	5,41	749,8	2,626	4,293	18,11	4,768	94,5	1,578
3432	3,10	722,4	1,856	3,943	26,77	5,501	117,8	1,782
3433	1,94	606,8	2,200	3,313	22,16	5,822	136,6	2,060
3441	1,82	658,8	1,960	3,206	21,98	5,550	142,4	1,825
3442	1,71	650	1,766	2,250	10,53	3,938	178,4	1,594
3521	11,16	513,4	2,870	4,100	7,44	4,466	84,8	2,782
3522	15,67	559	2,876	4,986	8,29	4,323	81,9	2,831
3531	10,78	455	3,906	4,433	10,02	4,091	78,8	2,626
3532	4,60	432,8	1,270	3,25	6,52	3,715	46,5	0,965
3611	37,71	602	3,146	5,070	4,08	2,491	49,6	1,424
3612	13,95	488,8	4,600	4,393	7,03	3,430	62,8	1,859
3621	5,33	546,4	2,896	3,673	11,71	4,390	87,2	1,948
3622	8,82	624	3,910	4,550	13,38	4,815	75,9	1,964
3631	4,37	617,4	2,600	2,700	5,95	3,366	102,0	1,320
3632	5,80	581,8	2,886	2,700	7,93	4,649	85,6	1,859

3641	4,666	498	2,156	3,29	9,01	3,914	65,6	1,256
3642	6,022	490	1,446	3,350	7,31	3,607	67,6	1,377
3651	15,400	628,8	4,096	4,40	7,21	3,181	68,3	1,530
3652	23,668	792,2	2,966	4,89	6,12	2,838	74,1	1,458
3661	6,366	615,8	2,126	3,46	8,81	3,519	114,0	1,854
3662	7,655	634,2	2,330	3,31	5,62	2,934	110,3	1,538
3671	18,200	676	6,123	4,53	6,65	3,275	104,2	2,430
3672	8,511	540,4	2,553	3,73	7,63	3,502	91,2	1,947
3681	8,066	681,4	1,423	3,16	5,70	3,270	105,9	1,628
3682	12,699	592,8	2,406	3,86	5,28	3,127	91,8	1,948
3691	4,200	649,4	1,340	2,41	4,76	2,868	88,7	0,006
3692	8,433	602,2	2,243	3,73	8,42	3,601	66,1	1,296
3711	6,733	806,4	3,233	3,27	6,24	3,189	67,7	0,784
3721	8,544	715,2	2,183	3,75	7,96	3,748	90,8	1,570
3722	5,183	554,6	2,360	3,77	9,07	3,802	100,2	1,764
3723	5,533	493,2	3,566	3,55	8,86	3,650	81,5	1,602
3731	4,522	579,4	2,465	3,05	7,52	3,740	116,4	1,802
3732	2,083	704,4	1,486	2,50	11,06	4,209	134,1	1,304
4021	4,303	534,2	2,013	3	7,63	3,212	85,8	1,207
4022	7,177	632	2,660	3,37	7,39	3,367	74,2	1,195
4023	1,941	711	1,553	2,7	13,40	4,081	165,6	1,493
4024	7,622	530,6	5,380	4,26	9,45	3,307	87,9	1,706
4121	5,322	512,2	4,176	3,36	9,46	3,965	71,8	1,447
4122	2,243	670	1,653	2,83	12,50	4,531	111,1	1,268
4123	9,831	617,4	2,066	4,74	9,05	3,732	88,6	1,895
4124	4,641	589,8	1,903	3,16	8,19	4,009	123,3	2,036
4131	6,191	450,6	5,113	3,66	10,34	4,300	69,9	1,874
4132	2,491	764	1,590	2,83	12,05	4,416	155,7	1,603
4133	4,21	641,4	1,896	3,12	9,03	4,867	152,9	2,686
4221	3,01	554,4	1,373	3,09	12,29	4,692	104,8	1,736
4222	2,20	539,8	2,126	2,94	14,55	4,650	119,3	1,720
4231	3,12	736,6	1,700	2,87	10,90	3,736	109,1	1,064
4232	4,88	798,8	2,386	3,72	13,73	4,477	112,8	1,575
4233	3,81	749	2,406	3,33	12,86	4,468	132,9	1,746
4321	5,65	707,6	3,370	4,14	15,40	5,082	136,4	2,627
4322	1,69	663,6	1,700	2,78	17,75	5,302	276,0	3,234
4331	3,75	809,2	1,733	3,63	13,60	4,436	169,2	2,027
4332	16,91	675,4	5,206	5,75	11,95	4,327	62,2	1,851
4341	1,85	515	1,926	2,5	12,43	4,315	110,7	1,423
4342	12,03	496	6,440	4,76	11,22	4,302	71,4	2,426
5001	8,30	608,6	2,823	4,63	14,94	4,768	59,8	1,497
5002	3,08	675,8	1,482	2,5	6,82	3,250	52,5	0,500
5003	6,00	567,4	2,453	4,05	10,93	4,516	82,1	1,806
5004	3,18	545,2	1,406	2,88	10,06	3,864	79,4	1,132
5021	1,86	608,2	2,086	2,63	13,44	4,592	136,7	1,588
5022	4,96	565,8	4,256	3,66	10,69	4,347	94,1	1,817
5031	4,53	647,2	2,213	4	13,91	4,957	99,1	1,824
5032	12,00	608,8	2,626	4,35	8,33	3,822	82,2	2,018
5041	2,10	782,2	1,563	2,87	15,24	4,941	127,7	1,319
5042	14,51	790	2,926	4,816	9,37	3,879	85,8	1,811

5111	8,61	656,8	2,070	3,976	9,76	4,160	50,5	1,060
5112	8,45	614,2	2,616	3,960	9,94	3,811	58,2	1,185
5113	13,15	712,8	2,160	3,776	5,25	2,971	58,8	1,004
5114	4,49	617,8	2,086	3,023	7,80	3,723	99,4	1,433
5115	0,73	418,8	1,626	2,500	28,77	6,112	247,3	2,298
5116	1,84	448,8	2,210	3,000	19,02	5,162	189,1	3,342
5121	11,03	657,4	3,040	4,433	9,07	4,027	107,7	2,472
5122	3,77	704,4	1,790	3,423	12,20	4,098	125,4	1,598
5123	3,24	609,8	2,956	2,766	8,33	3,447	79,2	0,910
5124	6,98	523	2,043	3,886	9,17	3,857	68,4	1,504
5125	3,53	595,4	1,906	3,670	10,20	3,910	91,5	1,274
5126	4,98	618,6	2,260	3,566	10,04	3,795	83,7	1,294
5127	19,87	746,2	2,293	4,743	6,80	3,534	53,8	1,282
5131	27,83	745,8	2,73	4,566	4,28	2,495	51,1	1,017
5132	4,47	471,4	1,596	3,093	9,17	4,391	95,8	2,129
5141	6,00	689,2	2,690	3,670	10,83	4,661	152,8	2,857
5142	7,79	779,4	2,606	3,936	10,53	4,483	151,7	2,748
5211	12,08	537,2	2,423	3,800	4,72	2,169	45,6	0,722
5212	3,82	704,4	2,263	2,900	7,50	2,989	87,5	0,818
5213	2,92	452,6	2,266	3,456	15,75	5,087	73,7	1,597
5214	19,84	559	2,700	4,903	6,30	3,194	40,4	1,162
5221	25,33	584,8	4,173	5,166	6,55	3,435	70,3	2,346
5222	9,00	611	2,456	3,543	6,67	3,514	90,9	1,771
5231	18,06	777	3,133	4,726	6,59	3,224	78,2	1,557
5232	2,09	663	1,553	2,833	14,85	4,646	73,7	0,836
5241	10,58	588	5,130	3,443	4,91	2,508	119,0	1,863
5242	5,85	605	2,666	3,233	8,03	3,363	122,6	1,859
5243	23,65	647	2,676	5,193	6,55	3,427	73,5	2,138
5244	7,75	853,6	2,540	3,703	8,21	3,696	87,5	1,190
5245	4,41	752,2	1,46	2,966	6,80	3,079	119,6	1,160
5251	1,12	512,6	2,326	2,610	23,28	6,442	107,2	1,610
5252	3,81	617	2,693	3,860	18,90	5,677	78,7	1,595
5253	25,99	659,6	3,276	5,626	8,26	4,100	84,6	3,025
5254	10,85	690,8	1,950	3,553	5,53	3,440	97,3	1,802
5255	6,63	779	1,946	3,600	7,69	3,583	116,8	1,562
5256	14,40	697,4	2,683	4,333	7,36	3,785	78,6	1,828