

IV Reunión de Geomorfología
Grandal d' Anglade, A. y Pagés Valcarlos, J., Eds.
1996, Sociedad Española de Geomorfología
O Castro (A Coruña)

MORFOGENESIS CUATERNARIA EN EL CURSO INFERIOR DEL RIO DE AGUAS (CUENCA DE VERA. PROVINCIA DE ALMERIA)

Schulte, L.

Àrea de Geografia Física i Servei de Gestió i Evolució del Paisatge.
Universitat de Barcelona. Baldiri Reixac, s/n. 08028 Barcelona.

RESUMEN

Cambios climáticos, neotectónica, capturas fluviales y oscilaciones eustáticas forman un sistema geodinámico complejo que determina la morfogénesis del curso inferior del Río de Aguas. La cronología de los registros deposicionales (pedimento P1, abanicos aluviales S1 y S2, glaciares y terrazas fluviales G1, G2, T1, T2, G3, T3, T4, H), que se inscriben desde el Villafranchiense hasta el Holoceno, ha podido establecerse gracias a los siguientes parámetros: morfología y sedimentología, evolución de suelos, dataciones absolutas de U/Th y presencia de industria lítica.

Palabras clave: Cuaternario, morfogénesis, dinámica fluvial, glaciares, terrazas fluviales, capturas fluviales, neotectónica, suelos, SE de España.

ABSTRACT

Changes in climate, tectonics, river capture and eustatic oscillation of the base level of erosion determine the Pleistocene morphogenesis of the lower Río de Aguas valley. The chronology of the deposit units (pediment P1, alluvial fans S1 and S2, levels of glaciares and fluvial terraces G1, G2, T1, T2, G3, T3, T4, H) covering the period from Villafranchian to Holocene has been established by morphological, sedimentological and areal photograph surveys, pedological field studies, Th/U dating, as well as artefacts.

Key words: Quaternary, morphogenesis, fluvial dynamic, glaciares, fluvial terraces, river capture, neotectonic, soils, southeast Spain.

ZUSAMMENFASSUNG

Im semiariden Vera-Becken (SE-Spanien) bestimmen Klimaschwankungen, Tektonik, Flußanzapfungen und eustatisch bedingte Oszillationen des Vorfluters die pleistozäne und frühholozäne Flußdynamik des unteren Río de Aguas. Mit Hilfe von morphologischen, sedimentologischen und edaphologischen Abgrenzungskriterien sowie Th/U-Datierungen und Artefakten konnte eine Quartärstratigraphie der einzelnen Reliefgenerationen (Pediment P1,

Schwemmfächer S1 und S2, Glacis und Flussterrassen G1, G2, T1, T2, G3, T3, T4, H) erstellt werden.

Schlüsselbegriffe: Quartär, Morphogenese, Flußdynamik, Glacis, Flußterrassen, Flußanzapfung, Neotektonik, Böden, SE-Spanien.

INTRODUCCIÓN

En los estudios de la morfología cuaternaria realizados en el sureste de la Península Ibérica despunta la diversidad de generaciones de glacis y de terrazas, los mecanismos morfodinámicos desencadenantes, la interpretación paleoclimática de las formas y su cronología estratigráfica (DUMAS, 1977; VÖLK 1979; FERRE BUENO, 1979; CUENCA PAYA & WALKER, 1986; GOY & ZAZO, 1986; HARVEY, 1987; HARVEY & WELLS, 1987; MATHER *et al.*, 1991; HARVEY *et al.* 1995; WENZENS, 1991a, 1991b, 1992a, 1992b; SCHULTE, 1994, 1995; SCHULTE & GÓMEZ 1996). Uno de los aspectos más discutidos es de que forma los ciclos climáticos glaciales/interglaciales han repercutido en ámbitos extremadamente áridos. La teoría de la alternancia de "pluviales" con "interpluviales" fue substituida en los años setenta por RHODENBURG (1970), RHODENBURG & SABELBERG (1972) estableciendo el concepto de "fases de actividad y de pasividad morfológicas". En tal línea de pensamiento BRUNNACKER & LOZEK (1969), BRÖSCHE (1978), BRUNNACKER (1974, 1979) y WENZENS (1992b) postulan que las fases morfodinámicas activas coinciden con condiciones climáticas frías glaciales en determinadas montañas.

El presente trabajo, centrado en el valle inferior del Río de Aguas, tiene como objetivo la clasificación morfológica y edafológica de los niveles de glacis y de terrazas, así como la reconstrucción de su desarrollo morfodinámico.

ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio coincide con la cuenca inferior del Río de Aguas, en la depresión meridional de Vera, en el borde oriental del Sistema Penibético (fig.1). Esta depresión, de origen tectónico, es una de los sectores más áridos del Mediterráneo con precipitaciones medias anuales de 218 mm y con una temperatura media anual de 18°C.

El relleno de la depresión tectónica lo forman, en buena parte, estratos neógenos de margas, pelitas, areniscas y conglomerados. La neotectónica es muy evidente en las terrazas fluviales y marinas del Cuaternario medio y moderno. El Río de Aguas tiene su cabecera en la parte oriental de la Sierra de los Filabres y traspasa la depresión de Sorbas de oeste a este. Cerca de Alfaix entra en la depresión de Vera, donde después de 75 km de recorrido desemboca en el Mar Mediterráneo (fig.2). En su curso inferior apenas conduce agua durante todo el año, excepto en las crecidas torrenciales colmando todo el fondo del valle.

MATERIALES Y MÉTODOS

A través de fotos aéreas, a escala 1:18.000 (I.G.N. 1985), y trabajo sistemático de campo se han cartografiado las formas de relieve (pedimentos, abanicos aluviales, glacis, terrazas fluviales y marinas). De los enclaves deposicionales más significativos se ha llevado a cabo una morfoestratigrafía de detalle completada con estudios sedimentológicos y edafológicos. Según la altura relativa de los diferentes depósitos, de su estratigrafía, de los suelos fósiles, heredados y recientes y sus correlaciones con la morfoestratigrafía del sector central (SCHULTE 1994, 1995) y del sector septentrional (WENZENS, 1991b, 1992a) de la Cuenca de Vera, y apoyado todo ello en dataciones de U/Th, se establece una clasificación cronológica de los acontecimientos paleogeográficos que incluye el Cuaternario antiguo, medio y moderno.

RESULTADOS

MORFOGÉNESIS CUATERNARIA

El relieve dominante de la Cuenca de Vera meridional es resultado de la morfogénesis cuaternaria que ha elaborado un escalonamiento de formas caracterizadas por pedimentos, conos aluviales, glacis, terrazas fluviales y marinas. Por el concepto *glacis* se entiende planos extensos de piedemonte con una inclinación menor a 3° recubiertos de material detrítico, elaborados por denudación de las margas. A diferencia de los *abanicos aluviales*, los glacis ofrecen menos inclinación pero poseen mayor desarrollo estando conectados con el valle colector sin final nítido. Los *pedimentos rocosos (Felspediment)* se definen como planos de erosión en roca dura con una inclinación entre 2° y 12° (WENZENS 1974).

Los pedimentos (P1) forman el nivel más antiguo de la Cuenca de Vera septentrional, correspondiendo al Villafranquiense. Arrancan en el pie meridional de la Sierra de Vedar en el borde occidental de la Cuenca de Vera y descienden con una inclinación de 4° a una altura de 203 m (+ 101 m) en su final distal (fig.3). Son superficies erosivas en areniscas y cuarcitas. Por la ausencia de depósitos hay que clasificarlas como pedimentos rocosos (*Felspedimente*). Su mejor desarrollo en el este es debido a los procesos fluviodinámicos del Río Jauto, que por mecanismo de antecendencia atraviesa la Sierra de Vedar y desemboca cerca de Alfaix en el Río de Aguas (fig.1).

Diez metros por debajo del pedimento P1 se sitúa, a una altura de 179 m, el abanico aluvial S1 y a 162 m un segundo nivel (S2) (fig.3). En general, los abanicos aluviales se encuentran en los rebordes de la depresión de Vera (Sierra de Vedar, Sierra de la Arcornía, Sierra Cabrera). Los depósitos del abanico aluvial S1 están compuestos por gravas y escombros poco redondeados envueltos en matriz de arenas finas y limos amarillos y grises. Sobre todo en la parte inferior se encuentran horizontes de reducción y de oxidación, mientras que encima de los depósitos se ha desarrollado un suelo rojo fersialítico profundo con costra calcárea de tipo *hard pan* de 30 cm. El color de su horizonte Bt da un valor de 2,5YR 4/8 según la carta *Munsell soil colour* que corresponde a un *redness rating (RR)* de valor 15.

La extensión de los abanicos aluviales S2 es más frecuente. Mediante la

distribución e inclinación de sus interfluvios estrechos se puede reconstruir la antigua red de drenaje. Al pie de la Sierra de Cabrera se instalaron abanicos aluviales con una pendiente entre 3º y 4º indicando un colector muy próximo. Las acumulaciones heterogéneas están cementadas por costras calcáreas ya considerablemente alteradas. Tanto los abanicos aluviales S1 como los S2 muestran una dinámica de *sheet wash* y de movimiento en masa y en suspensión.

El siguiente nivel, el glacis G1, se desarrolla a lo largo del curso del Río de Aguas descendiendo de una altura de 157 m (+ 48 m) en el oeste de Alfaix a 56 m (+34 m) en la Loma de Faz, a 4 km de la línea de costa (fig.3). Los depósitos se diferencian de los abanicos aluviales por la dura cementación de su conglomerado basal y el mayor contenido en gravas gruesas redondeadas con bloques de un diámetro de hasta 90 cm. Así el glacis G1 representa la primera fijación del paleo-río Aguas reflejando un régimen torrencial-fluvial. Períodos con una capacidad de transporte muy elevada alternaron con épocas áridas de poca escorrentía, en las que la evaporación supuso una cementación sinsedimentaria de los clastos (WENZENS 1992b). La datación de uranio/torio de un travertino extraído de la base ha dado una edad superior a 350 ka BP (el límite del método de datación).

El Glacis G2 (+ 40 m hasta + 35 m) se encuentra sólo a 7 m por debajo del glacis G1. Predominantemente está compuesto por gravas subangulares poco estratificadas y clasificadas en matriz arenosa. La característica más importante son los suelos rojos superpuestos (2,5YR 3/6; RR = 15) y las intercalaciones de *solum* rubificado. También este nivel muestra una edad (U/Th) superior a 360 ka BP.

La evolución morfológica entre el glacis G2 y el glacis siguiente, el G3, se define predominantemente por la incisión del río de 28 m que condujo una erosión importante del relleno sedimentario de la depresión. Este período de incisión fue suspendido por fases de acumulación menos importantes, en las que se formaron 3 niveles de terrazas fluviales (T1, T2a, T2b) estrechas y de poco espesor (1,5 m y 2 m). Entre Cortijo Molino de la Cueva y Los Caparroses, el Río de Aguas ha modelado terrazas erosivas correlativas en areniscas duras (fig.3). Por debajo de la T2 el río ha construido una garganta de una profundidad de 40 m. Debido al cambio litológico de las margas blandas a las areniscas duras, que establecen una base de erosión local, el río tiene un desnivel de 30 m en una distancia de sólo 700 m.

Apenas por debajo de la terraza T2b se sitúa el glacis G3 (+26 hasta +19 m). Entre Cortijo El Esparragal y Los Caparroses la unidad inferior está compuesta por una gravera fluvial no cementada de 5 m. Resaltan, ante todo, gravas gruesas y bloques redondeados bien estratificados. Por encima de éstos se apoya, en algunos lugares, *solum* rubificado pero sin costra calcárea. La unidad superior la componen gravas y escombros que mantienen un tipo de estructura torrencial-caótica. Sobre estos sedimentos se ha desarrollado un suelo rojo fersialítico descalcificado (5 YR 4/6; RR = 7,5) de un espesor de 50 cm con costra calcárea. Los siguientes niveles deposicionales más modernos denotan un desarrollo edáfico menor.

Las acumulaciones de la terraza T3 representan un cambio significativo en la dinámica fluvial del Río de Aguas. La característica más importante de la terraza T3 (+18 hasta +12 m) es su espesor extraordinario y su granulometría gruesa. A sólo tres kilómetros de la línea de costa, la terraza mantiene un

espesor superior a 12 m (fig.2 y 3). Un corte señala estratos de gravas, bloques redondeados y escombros angulosos, separados por intercalaciones de bancos de arena. En la parte inferior se ha encontrado un bloque subangular de calcarenita de 120 cm reflejando una capacidad de transporte muy elevada, a pesar de la poca pendiente del curso inferior. Las gravas y demás materiales muestran una estratificación regular horizontal de un *braided gravel river* y están parcialmente encostrados. Por encima de la terraza se ha desarrollado una costra calcárea inicial de 5 cm procedente de un suelo ya erosionado. En otras terrazas del mismo nivel se han desarrollado suelos pardos fersialíticos/rendsina roja (7,5 YR 4/4; RR = 2,5) de un espesor de 30 cm. Tanto el suelo como la costra calcárea no proceden de la edafogénesis holocena y datan, por tanto, la terraza como prewürmiense.

La terraza würmiense T4 está instalada entre 10 y 6 m sobre el cauce actual. Por encima de sus gravas estratificadas, parcialmente consolidadas por óxidos de hierro, se apoyan bloques de hasta 80 cm de diámetro y cantos en matriz fina de estructura caótica. La acumulación finaliza con materiales finos de inundación (*Auensediment*). El nivel se distingue del anterior por el suelo poco evolucionado sobrepuesto (pararendsina de vega; 10 YR 7/3) y por la falta de una costra calcárea.

El Holoceno está representado por varias terrazas (H1 - H4) instaladas en yuxtaposición entre 2 y 4 m sobre el cauce actual. En comparación con la terraza T3 y la würmiense T4 las terrazas holocenas ofrecen una menor granulometría, predominantemente menuda (arenas gruesas y gravas medianas) con algunos cantos gruesos. También muestran una mejor estratificación ligeramente inclinada que procede del desplazamiento de meandros. De los depósitos holocenos se ha extraído cerámica.

EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA Y PALEOCLIMÁTICA

Los estudios morfológicos realizados muestran que la Cuenca de Vera ha sido sometida a una morfodinámica muy intensa y policíclica. En primer lugar la morfogénesis es el resultado de los cambios climáticos del Cuaternario, aún modificados por la neotectónica, oscilaciones glacio-eustáticas y capturas fluviales.

La génesis del pedimento rocoso P1 del Villafranquiense inferior se atribuye a un clima árido con precipitaciones muy acentuadas que propician una escorrentía muy concentrada, la cual facilitó el transporte de material grueso, capaz de denudar la roca dura sin fosilizarla. En cambio durante la formación de los abanicos aluviales S1 y S2 la morfodinámica elaboró acumulaciones de un espesor considerable. El contenido elevado en limos puede tener su explicación en procesos de *sheet wash* y en movimientos en suspensión, mientras que los niveles abundantes de gleyificación señalan inundaciones esporádicas. Los depósitos del Glacis G1 reflejan un transporte torrencial-fluvial y la primera fijación del paleo-río de Aguas. La cementación sinsedimentaria de las gravas tiene su origen en la alternancia de períodos con una capacidad de transporte muy elevada y de una fuerte evaporación (WENZENS 1992b). De los suelos rojos fersialíticos, con un *redness rating* de 15, y del alto contenido en materiales finos rubificados de los niveles S1, S2, G1 y G2 se deducen condiciones climáticas todavía calurosas y períodos estacionalmente más

húmedos propios del Cuaternario antiguo.

Las terrazas T1, T2a, T2b, quizás ya del Cuaternario medio, no se pueden atribuir a condiciones climáticas específicas. A través del grado de esfericidad de los componentes muestran una dinámica torrencial de un río todavía relativamente corto. La sedimentación del glacis 3 se caracterizó en un primer momento por su dinámica fluvial-torrencial, después por una fase morfológicamente inactiva que favoreció la edafogénesis (interglacial?) y finalmente por una dinámica torrencial, todo ello reflejando cambios climáticos.

Respecto a la terraza T3 y T4 hay que señalar su estructura de *braided gravel river*. Predominan escorrentías con transporte mayoritario de gravas y bloques estratificados de forma horizontal en un sistema de canales anastomados. La causa principal fue debida a la sobrecarga de material procedente de las vertientes conducido por los impactos climáticos de las épocas frías pleistocenas. En tal sentido, hay que tener presente el poder de la torrencialidad esporádica en un medio caracterizado por la sequía y dominado por una débil cubierta vegetal (FLORSCHÜTZ *et al.*, 1971; PONS & REILLE, 1988; CARRIÓN, 1992), aunque controlado en sus áreas fuente (sierras colindantes más elevadas, p.e. Sierra de los Filabres) por procesos periglaciares y nivales, responsables de la eficaz denudación y acarreo de materiales hacia el llano (BRUNNACKER & LOZEK, 1969; BROSCHE, 1978; WENZENS, 1992b).

Las terrazas holocenas del Río de Aguas se encuentran en yuxtaposición. Su estratificación es inclinada, procedente de la desarticulación de meandros, y la proporción de material grueso es menor. Las causas que lo explican son varias, aunque destacan: la recuperación de la vegetación, el retroceso de la zona periglaciares a una altura superior a los 2000 m (GÓMEZ ORTIZ *et al.* 1994), la disminución de lluvias torrenciales y la merma de drenaje superficial (SCHULTE, 1995), etc. También ha venido a contribuir a ello el impacto humano sobre el medio (deforestación, sobreexplotación y abandono agrario, minería etc.).

MORFOESTRATIGRAFÍA Y CRONOLOGÍA DE LA CUENCA DE VERA Y DE SORBAS

Las investigaciones morfoestratigráficas llevadas a cabo en la Cuenca de Vera y en regiones próximas se diferencian por su estratigrafía y cronología establecida. En los años setenta VÖLK (1979) realizó, a continuación de sus trabajos geológicos sobre el Neógeno de la Depresión de Vera, la primera morfoestratigrafía cuaternaria de la misma cuenca. En la Cuenca de Sorbas distinguen HARVEY (1987), HARVEY & WELLS (1987), MATHER *et al.* (1991) y HARVEY *et al.* (1995) siete niveles de terrazas fluviales (A-E; tabla 1). Las terrazas A, B y C corresponden a un sistema fluvial antiguo que drenó la cuenca de Sorbas a través de la rambla de los Feos. Una vez construida la terraza C (+30 m) sucedió la captura del río Aguas hacia la Cuenca de Vera. MATHER *et al.* (1991) y HARVEY *et al.* (1995) clasifican la terraza D1, instalada río abajo de la captura y a 50 m sobre el río de Aguas, como del Würm inferior. Los autores explican la altura excepcional como respuesta a una fuerte incisión debida al desnivel producido por la captura.

WENZENS (1991a, 1991b, 1992a, 1992b) ha estudiado la morfogénesis de la Cuenca de Vera septentrional. A parte de criterios morfoestratigráficos toma en consideración dataciones de ESR y de Th/U, indicadores paleoclimáticos y tectónica. En la continuación meridional SCHULTE (1994, 1995) ha llevado a cabo una morfoestratigrafía cuaternaria detallada del Río Antas con especial énfasis en la dinámica fluvial holocena. Debido a la continuidad de algunos niveles deposicionales del Río Antas con las del río Almanzora su correlación es nítida.

El presente estudio intenta completar los acontecimientos morfoestratigráficos con los nuevos resultados de las secuencia deposicionales del curso inferior del Río de Aguas en el extremo meridional de la Cuenca de Vera (tabla 1). Los niveles S1 y S2 del curso inferior del Río de Aguas forman parte de los abanicos aluviales villafranquiense situados al pie de los rebordes montañosos (sierras de Almagro, de Lisbona, de Alcornúa). Por debajo de ellos, en el curso medio del Río Antas, se han encontrado sedimentos deltáicos del Plioceno superior (Formación de Espíritu Santo) definiendo su edad máxima, que por estimaciones de ESR de un travertino en la base muestra una edad de 2.358 ka (WENZENS 1991b). El pedimento P1 en el curso del Río de Aguas es, según la altura relativa, todavía más antiguo.

Mediante el conglomerado característico y la posición morfoestratigráfica se puede correlacionar el glacis G1 con el glacis G1 del Río Antas (SCHULTE 1994) y del Río Almanzora (WENZENS 1991b). Travertinos basales al pie de la Sierra de Cabrera han sido datados por U/Th con una antigüedad superior a 350 ka y al pie de la Sierra de Almagro (WENZENS 1991b) entre 1.471 y 1.725 ka por ESR; su conglomerado envolvente en más de 1.275 ka y el caliche superpuesto en 862 ka.

El siguiente nivel, el glacis G2 del Río de Aguas y del Río Antas, puede correlacionarse por sus suelos rojos y su contenido en material rubificado, reflejando condiciones climáticas del Cuaternario antiguo. La datación de U/Th de un travertino intercalado señala una edad superior a 350 ka.

La correlación tanto de la terraza T1 como de los niveles siguientes T2a, T2b y G3 del Río de Aguas con las secuencia del Cuaternario medio de los sectores centrales y septentrionales de la cuenca no es precisa.

Las terrazas T3 del Río de Aguas corresponde a la terraza T1 del Río de Aguas según su altura relativa, su estructura *braided gravel river*, el grado de cementación y el suelo pardo fersialítico/pararendsina roja con costra calcárea delgada superpuesta. Todo ello clasifica los depósitos como *prewürm*, probablemente como Riss. La terraza T3 sobresale en el curso inferior del Río de Aguas por su espesor y estructura sedimentológica, marcando el cambio definitivo del sistema fluvial provocado por la captura fluvial en su curso superior. El perfil longitudinal (fig.3) muestra como la erosión posterior ha desplazado, evidentemente, la base de erosión local entre Los Caparroses y Molino de la Cueva aguas arriba.

HARVEY *et al.* (1995) deducen la edad de la captura fluvial (Würm inferior) a partir de suelos menos desarrollados sobrepuestos a la terraza D1. En cambio los estudios edafoestratigráficos del Río Antas (SCHULTE 1994, 1995; SCHULTE & GÓMEZ 1996) señalan que en lo referente a los suelos de las zonas más áridas y a la ausencia de costras calcáreas, la datación no debe ser exclusivamente *würmiense*, sino también podría corresponder al Cuaternario

medio. Según la clasificación cronológica de la terraza T3 del Río de Aguas hay que datar la desviación del río con la edad de Riss o incluso anterior (tabla 1). Los estudios geológicos-morfológicos futuros entre Alfaix y Rambla de los Feos deberán enfocar las correlaciones entre el curso superior e inferior.

Las terrazas würmienses se sitúan en la Cuenca de Vera en los tres sistemas fluviales entre 6 y 8 m sobre el cauce actual. En las proximidades de la línea de costa las terrazas quedan sumergidas por debajo de depósitos holocenos como respuesta a la regresión glacioeustática.

CONCLUSIONES

Las investigaciones realizadas en el valle del Río de Aguas demuestran que la morfogénesis cuaternaria diferenciada se explica por la complementariedad de acontecimientos climáticos, neotectónica, capturas fluviales y oscilaciones eustáticas. La morfología deposicional de la cuenca de Vera cubre desde el Villafranquiense hasta el Holoceno y se caracteriza por la instalación de tres sistemas fluviales (Río Almanzora, Río Antas y Río de Aguas) y su relación con el nivel de base mediterráneo. La cronología de los depósitos del Río de Aguas, basada principalmente en criterios morfológicos, sedimentológicos, edafológicos y dataciones de U/Th, se clasifica así: los pedimentos P1, los conos aluviales S1 y S2, los glaciares G1 y G2 pertenecen al Villafranquiense; las terrazas T1, T2a, T2b, T3 y el glacis G3 al Cuaternario medio; la terraza fluvial T4 al Würm y las diferentes terrazas de fondo de valle al Holoceno.

A base de correlaciones entre los depósitos del Río de Aguas, Río Antas y Río Almanzora se ha establecido una morfoestratigrafía para la Cuenca de Vera.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte del proyecto *Paleoclimatic reconstruction and the dynamics of human settlement and land-use in the area of the middle Aguas (Almeria)* (EV 5V-CT 94-04-87) y además recibe ayuda económica de la CIRIT (FI/96-1.255). Igualmente deseo expresar mi agradecimiento al Dr. A. Gómez Ortiz, director de mi tesis, por sus orientaciones y comentarios y también al Dr. R. Julià Bruguès del Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera" (CSIC, Barcelona) quien ha llevado a cabo las dataciones de U/Th.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BROSCHKE, K.-U. (1978). Beiträge zum rezenten und vorzeitlichen periglazialen Formenschatz auf der Iberischen Halbinsel. *Abhandl. Geogr. Inst. Sonderh.*, 1: 287 pp. Berlin.
- BRUNNACKER, K. (1974). Löss und Paläoböden der letzten Kaltzeit im mediterranen Raum. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 25: 62-95. Öhringen.
- BRUNNACKER, K. (1979). Zur Bodengeschichte des Jungquartärs im Mediterranen Raum. *Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd.*, 33: 109-117. Berlin-Stuttgart.
- BRUNNACKER, K. & LOZEK, V. (1969). Löss-Vorkommen in Südostspanien. *Z. Geomorph. N.F.*, 13: 297-316. Berlin-Stuttgart.

- CARRIÓN, J.S. (1992): Late Quaternary pollen sequence from Carihuela Cave, southeastern Spain. *Rev. Paleobot. Palynol.*, 71: 37-77.
- CUENCA PAYA, A. & WALKER, M. (1986). Palaeoclimatological oscillations in continental Upper Pleistocene and Holocene formations in Alicante and Murcia. In: LÓPEZ VERA, F. (Ed.): *Quaternary Climate in Western Mediterranean*. 365-376. Madrid.
- DUMAS, B. (1979). Variations climatiques quaternaires et morphogenèse dans le Sud du Levant espagnol. *Mèdit.*, 3: 27-36. Aix-en-Prov.
- FERRE BUENO, E. (1979). *El Valle del Almanzora*. 494 pp. Almería.
- FLORSCHÜTZ, F.; MENÉNDEZ AMOR, J. & WIJMSTRA, T.A. (1971). Palynology of a thick quaternary succession in southern Spain. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 10: 233-264. Amsterdam.
- GOMEZ ORTIZ, A.; DIAZ DEL OLMO, F. y SIMON TORRES, M. (1994). Periglacialismo en las Cordilleras Béticas. In: *Glaciarismo en la Península Ibérica, Canarias y Baleares*. SEG-Universidad de Granada - Servei de Paisatge. 165-188. Granada.
- GOY, J.L. & ZAZO, C. (1986): Synthesis of the Quaternary in the Almeria litoral neotectonic activity and its morphological features, western Betics, Spain. *Tectonophysics*, 130: 259-270. Amsterdam.
- HARVEY, A. (1987). Patterns of Quaternary aggradational and dissectional landform development in the Almería region, southeast Spain: a dry-region, tectonically active landscape. *Die Erde*, 118: 193-215. Berlin.
- HARVEY, A.M.; MILLER, S.Y. & WELLS, S.G. (1995). Quaternary soil and river terrace sequences in the Aguas/Feos river systems: Sorbas basin, southeast Spain. In: LEWIN, J.; MACKLIN, M.G. & WOODWARD, J.C. (Eds.). *Mediterranean Quaternary River Environments*. 263-281. Rotterdam.
- HARVEY, A. & WELLS, A.M. (1987). Response of Quaternary fluvial system to differential tectonic uplift: Aguas and Feos river systems, southeast Spain. *Geology*, 15: 689-693.
- MATHER, A.E.; HARVEY, A.M. & BRECHLEY, P.J. (1991). Holokinetic deformation of Quaternary river terraces in the Sorbas Basin, southeast Spain. *Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd.*, 82: 87-97, Berlin-Stuttgart.
- PONS, A. & REILLE, M. (1988): The Holocene- and Upper Pleistocene record from Padul (Granada, Spain): A new study. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 66: 243-263. Amsterdam.
- RHODENBURG, H. (1970). Morphologische Aktivitäts- und Stabilitätszeiten statt Pluvial- und Interpluvialzeiten. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 21: 81-96. Öhringen.
- RHODENBURG, H. & SABELBERG, U. (1972). Quartäre Klimazyklen im westlichen Mittelmeergebiet und ihre Auswirkungen auf die Relief- und Bodenentwicklung. *Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd.* 15: 87-92. Berlin-Stuttgart.
- SCHULTE, L. (1994). *Eingriffe des Menschen in die Reliefentwicklung des westlichen Vera-Beckens (Südostspanien). Natürliche und anthropogene Faktoren in Vergangenheit und Gegenwart*. Mag. Arb. Univ. Düsseld. 110 pp. Düsseldorf.
- SCHULTE, L. (1995). Jungquartäre Flussdynamik des Río Antas im zentralen Vera-Becken (SE-Spanien). *Geoökodynamik*, 16: 173-196. Bensheim.
- SCHULTE, L. & GÓMEZ ORTIZ (1996): Dinámica fluvial cuaternaria del Río Antas (Cuenca de Vera, Provincia de Almería). In: Pérez Alberti, A., Martini, P., Chesworth, W., Martínez Cortizas, A. (Eds.): *Dinámica y evolución de medios cuaternarios* : 273-290. Santiago de Compostela.
- VÖLK, H. (1979). Quartäre Reliefentwicklung in Südost-Spanien. *Heidel. Geogr. Arb.* 58. 143 pp. Heidelberg.
- WENZENS, G. (1974): *Morphologische Entwicklung ausgewählter Regionen Nordmexikos unter besonderer Berücksichtigung des Kalkkrusten-, Pediment- und Poljeproblems*. Düsseldorf Geographische Schriften, 2: 330 pp. Düsseldorf.
- WENZENS, G. (1991a). Die quartäre Küstenentwicklung im Mündungsbereich der Flüsse Aguas, Antas und Almanzora in Südostspanien. *Erdkundliches Wissen*, 105: 131-150. Stuttgart.

- WENZENS, G. (1991b). Die mittelquartäre Reliefentwicklung am Unterlauf des Río Almanzora (Südostspanien). *Freiburger Geogr. Hefte*, 33: 185-197. Freiburg.
- WENZENS, G. (1992a). The influence of tectonics and climate on the Villafranchian Morphogenesis in semiarid Southeastern Spain. *Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd.*, 84: 173-184. Berlin.
- WENZENS, G. (1992b). Mittelquartäre Klimaverhältnisse und Reliefentwicklung im semiariden Becken von Vera (Südostspanien). *Eiszeitalter und Gegenwart*, 42: 121-133. Hannover.

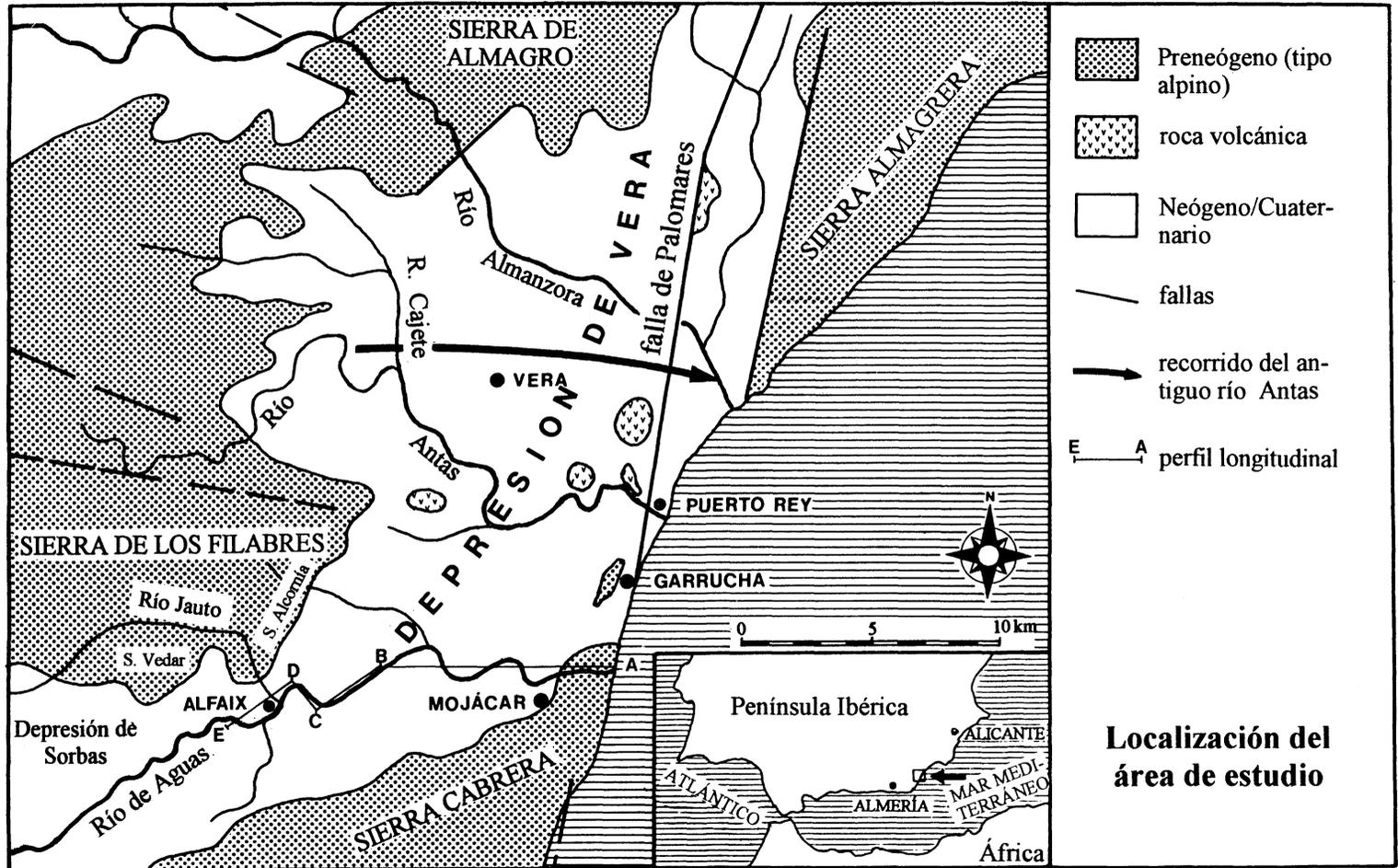
Pies de Figura

Fig.1: Localización del área de estudio

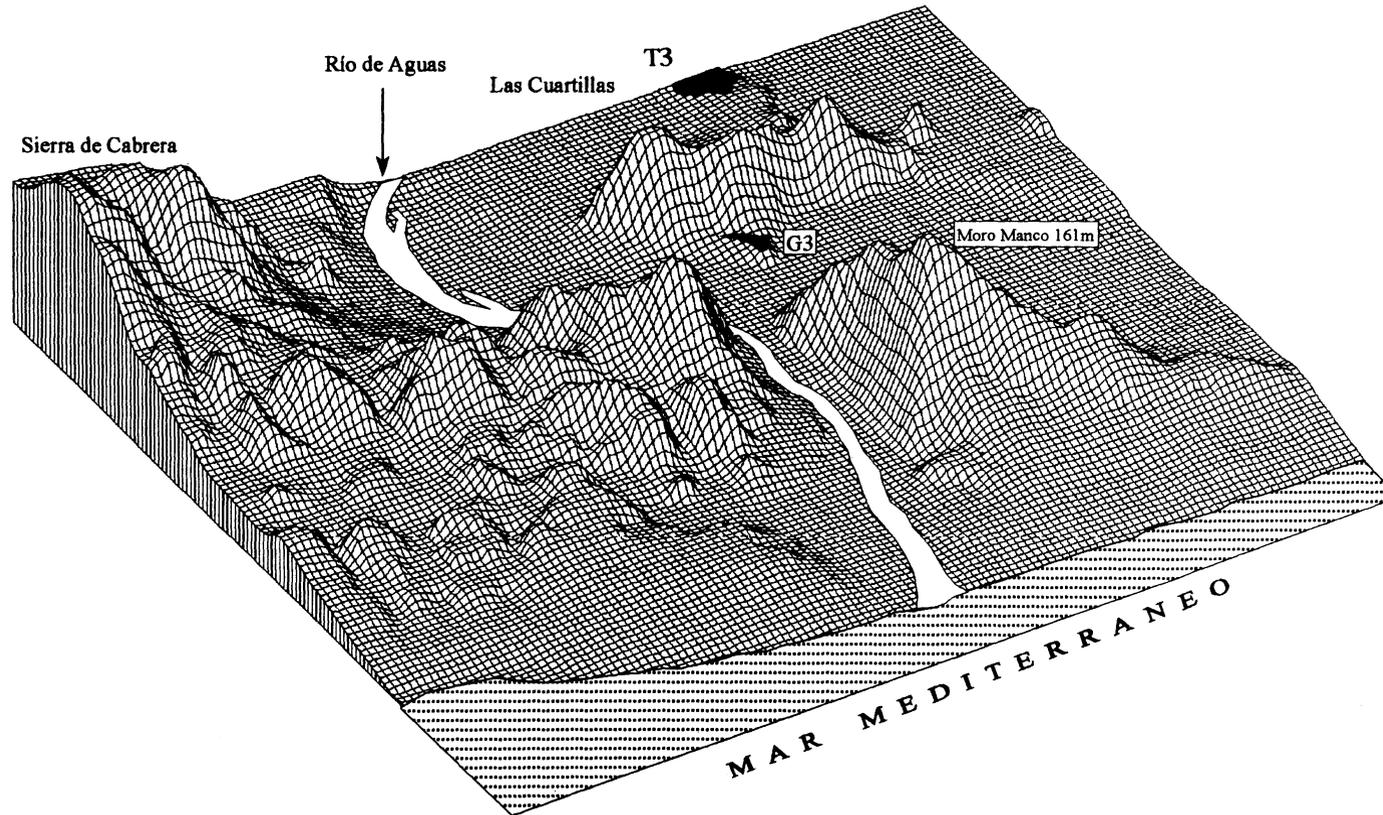
Fig.2: Modelo tridimensional de la cuenca inferior del Río de Aguas

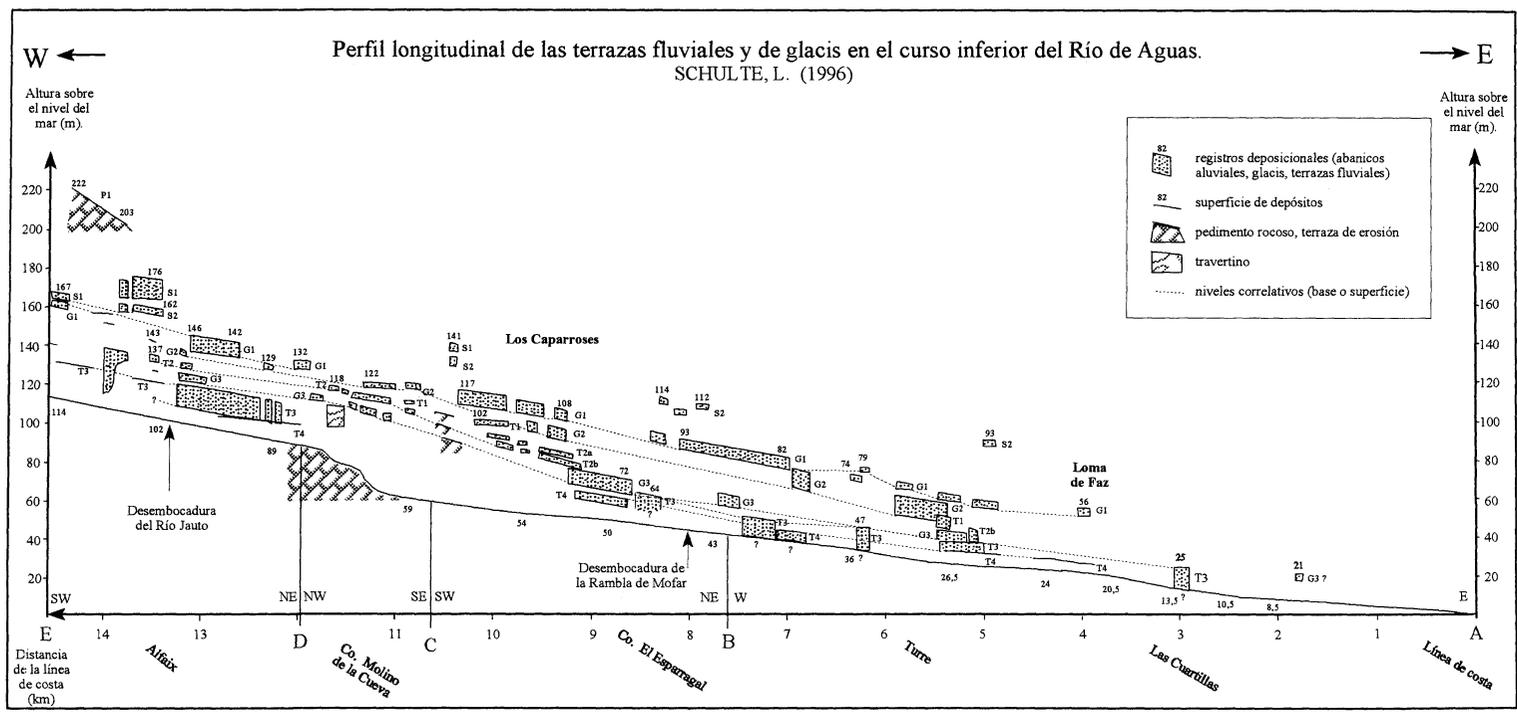
Fig.3: Perfil longitudinal del curso inferior del Río de Aguas

Tab.1: Morfoestratigrafía y cronología de la Depresión de Vera y Sorbas



Modelo tridimensional de la cuenca inferior del Río de Aguas
(escala aumentada). SCHULTE, L. (1996)





Depresión de Vera													Depresión de Sorbas				
CRONOESTRATIGRAFIA		KA R.P.	WENZENS (1991b, 1992a, 1992b): RIO ALMANZORA				SCHULTE (1994, 1995): RIO ANTAS				SCHULTE (1996): RIO AGUAS INFERIOR				HARVEY et al. (1986, 1995): RIO AGUAS SUPERIOR		
TECTONICA		SISTEMA DE DRENAJE	NIVEL	EDAD DE ESR (KA)	TECTONICA	SISTEMA DE DRENAJE	NIVEL	TECTONICA	NIVEL	EDAD DE UTR (KA)	SISTEMA DE DRENAJE	SISTEMA DE DRENAJE	NIVEL	EDAD DE C14 B.P.			
CUATERNARIO	HOLOCENO	10	TERRAZA HOLOCENA				+ 2 - 4 m TERRAZAS H HOLOCENAS		+2.4m	cerámica		drenaje occidental hacia la Cuenca de Vera	TERRAZA E	2310 ±80-90			
	WÖRM		TERRAZA T IV				+ 6 - 8 m TERRAZA T2		+6.10m			captura del Río de Aguas	TERRAZA D3 TERRAZA D2 TERRAZA D1				
	EEM	125	TERRAZA T III			drenaje meridional	+ 15 m TERRAZA T1		+12.18m		drenaje occidental hacia la Cuenca de Vera	TERRAZA C					
			TERRAZA T II	410		captura del río Antas	+25-30 m GLACIS G4 (poligenético)		+19.25m		captura del Río de Aguas ?						
			GLACIS G IV	GLACIS POLIGENETICO	421-505		fuerte incisión	+ 45 m GLACIS G3		+21.30m		paleo-río de Aguas					
			GLACIS G III				drenaje oriental	+50-60 m GLACIS G2(+T I)		+27.37m		El curso superior del Río de Aguas pasa por el valle de la Rumbia de los Feos.	TERRAZA B				
			GLACIS G II				primera fijación del río Antas	+ 90 m GLACIS G1		+35.40m	> 360						
			730	TERRAZA T I	862		barrancos cortos	+100 - 120 m ABANICO ALUVIAL S1		+34.48m			TERRAZA A				
				fuerte incisión	1.471-1.725		regresión	FORM. ESPIRITU SANTO (sedimentos delíticos)		+ 60 m ABANICO AL. S2							
				GLACIS G I				+ 74 m ABANICO AL. S1		+ 101 m PEDDMENTO P1							
			ABANICO ALUVIAL RANA	2.358													
			FORM. ESPIRITU SANTO (sedimentos delíticos)														
PLEISTOCENO SUPERIOR		2.200															