

Estructuras de slump en facies Buntsandstein del Pirineo Aragonés Oriental: Relevancia en la interpretación estratigráfica y relación con fallas sinsedimentarias

Slump structures in Buntsandstein facies of Eastern Aragonian Pyrenees: Stratigraphic interpretation and relation with synsedimentary faults

V. Lafuente Hernández y J. Gisbert Aguilar

Departamento de Geología. Área de Petrología. U. de Zaragoza. 50.009

ABSTRACT

Buntsandstein facies in Las Paules area of Oscensis Pyrenees is composed of conglomerates, sandstones, siltstones and marls. The thickness of the four stratigraphic sections range from 90 to 210 m, being organized in three megasequences. The two lowest are grain decreasing but upper one is more complex. The limit between second and third one is represented by sliding surfaces. Slump facies are characterized by synsedimentary folding, fault shear planes with slickensides and paleochannel geometries. There are also cracks and tensile fractures. All these structures have been plotted of four outcrops and the first one (Villarú area) have been mapped on a 1:2000 topographic map. The result make us confidence of the NE-SW movement of the total mass. The instability should be triggered by gravitational sliding forced by N110-120 synsedimentary faults.

Key words: Slumps, synsedimentary, faults, Buntsandstein, Oscensis Pyrenees

Geogaceta, 20 (1) (1996), 27-30
ISSN: 0213683X

Introducción

El estudio de los niveles concernientes a este trabajo es interesante tanto para la estratigrafía del Buntsandstein (la hemos detectado en una amplia zona del Pirineo Aragonés y Catalán) como para la dinámica de la tectónica sinsedimentaria que condicionaba las cuencas del Triásico inferior-medio.

El área de estudio se encuentra situada en los alrededores de Las Paules en el Pirineo Oscense, a ambas orillas del río Isábena (Fig. 1).

Las facies Buntsandstein, en la región estudiada, pertenecen a dos grandes unidades estructurales, un paraautoctono al Norte, y al menos, tres unidades alóctonas de tipo "tête plongeante" situadas al Sur del paraautoctono. Los afloramientos se disponen en bandas con orientación ESE-WNW. En los alóctonas tipo "tête plongeante" las facies Buntsandstein se presentan invertidas. La disposición estructural del conjunto quedó establecida por los trabajos de Seguret (1972).

El Buntsandstein, en el paraautoctono, se dispone discordante sobre un Devónico (al Norte) y un Carbonífero inferior (al Sur). En las "têtes plongeantes"

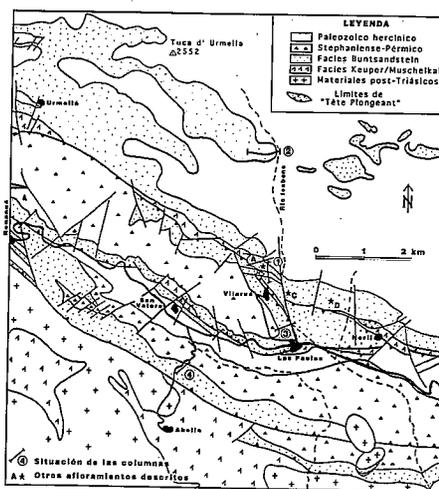


Fig 1.- Mapa geológico de la región estudiada.

Fig 1.- Geological map of the studied area.

más septentrionales, la discordancia basal se apoya sobre un Autuniense rojo (Unidad Roja Inferior de Gisbert 1983 o Fm. Peranera de Mey *et al.* 1968c), mientras que en las más meridionales sobre facies volcánicas del Stephaniense. A techo de las facies Buntsandstein aparecen las facies Keuper excepto al NE de Neril

donde encontramos carbonatos de las facies Muschelkalk; el contacto es frecuentemente mecánico y no existen buenos afloramientos. Los primeros datos sobre el detalle de la estratigrafía del Buntsandstein en la región proceden de Roger (1965 y 1966), quien adscribió las dos primeras megasecuencias del mismo al Pérmico en facies Saxoniense. Poco después, la escuela holandesa publica un cartografía 1:50.000 y una definición litoestratigráfica formal (Fm. Bunter) (Mey 1968 a y b) donde las facies Buntsandstein están correctamente identificadas sin haber datos concretos de la cuenca de Las Paules.

Estratigrafía

Hemos levantado cuatro columnas estratigráficas que cubren las distintas bandas estructurales en las que aflora el Buntsandstein. Dos de las columnas se encuentran en el paraautoctono y las otras dos en dos niveles de "Têtes plongeantes" (ver Fig. 1 y 4). La reconstrucción tectónica indica que los afloramientos más meridionales de las "têtes plongeantes" son los que tendrían una posición original más septentrional.

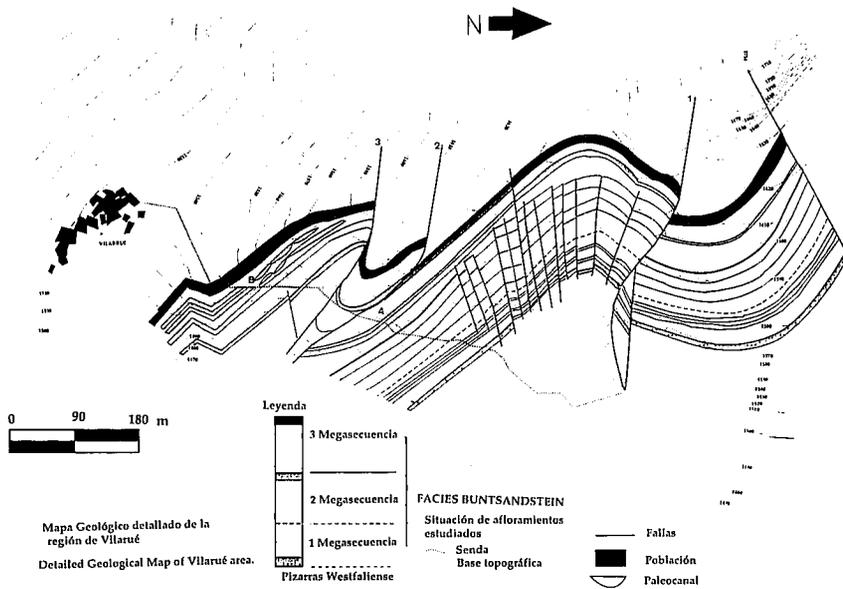


Fig 2.- Mapa Geológico detallado de la región de Vilarrué.
Fig. 2.- Detailed geological map of Vilarrué area.

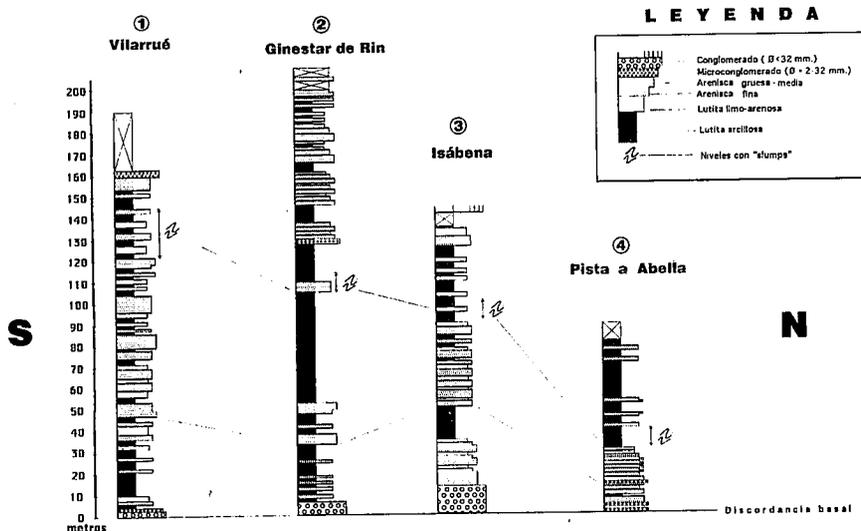


Fig 3.- Columnas estratigráficas. La representación ordena las columnas interpretando la posición relativa que tendrían antes del plegamiento alpino. La situación real de los perfiles puede encontrarse en la figura 1.

Fig. 3.- Stratigraphic sections distributed according to the original position before alpine orogen. See fig.1 for real situation.

Del análisis de las columnas estratigráficas se deduce que la organización del conjunto presenta tres megasecuencias. Estos tres conjuntos son:

A. Conjunto basal constituido por puddingas, areniscas y lutitas. Organizado siempre como una megasecuencia granodecreciente.

B. Conjunto intermedio constituido por una megasecuencia de areniscas y lutitas con carácter granodecreciente y más raramente compleja. El límite superior lo situamos en los niveles de "slump".

C. Conjunto Superior constituido esencialmente por lutitas con intercalaciones arenosas o margoarenosas que posee una disposición compleja. El techo de esta megasecuencia es el contacto (frecuentemente mecánico) con las facies Keuper o Muschelkalk.

Los niveles de "slump" crean pequeñas discordancias angulares de carácter local y que conforman una discontinuidad estratigráfica que separa a la tercera megasecuencia de las anteriores. Esta discontinuidad podría tener un valor regional importante, ya que aunque no existe referencia a ésta en ningún otro punto del Pirineo, los autores

la han identificado, en la misma posición estratigráfica, en la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica.

Descripción de los "slumps"

Hemos realizado una cartografía a escala 1:2000 (previo levantamiento con teodolito de la base topográfica) de las facies Buntsandstein situadas al Norte de Vilarrué, lugar donde están los mejores afloramientos. El objetivo de este levantamiento ha sido la correcta identificación de las deformaciones tectónicas para discriminarlas de las sinsedimentarias (Fig. 2)

Se han descrito cuatro afloramientos de slump que corresponderían a distintas partes geométricas del mismo asociados a distintas alturas topográficas.

En ellos existen las siguientes elementos característicos

- a) Deformación y ruptura de los estratos
- b) Planos de movimiento con estrías
- c) Grietas de extensión /diaclasas /diques clásticos de varios metros de longitud con relleno sinsedimentario o diagenético temprano.

Hemos tenido un escrupuloso cuidado en medir exclusivamente las estructuras inequívocamente sinsedimentarias, desechando todas las que existía el menor resquicio de duda sobre su origen posterior, es por ello que el volumen de datos es pequeño, aunque también altamente significativo. Los anteriores elementos los hemos restituido a la horizontal, a partir del buzamiento promedio, usando proyección estereográfica y considerando que la deformación tectónica no tiene componente rotacional (ver situación Figs. 1 y 2).

Afloramiento A (Fig. 4). El nivel de "slumps" posee un espesor de 10-11 m y está constituido por una alternancia de areniscas finas, lutitas aleuríticas (estratos de 20 a 40 cm) y lutitas arcillosas (estratos de 40 a 100 cm). También existen lentejones margosos.

Se observan estratos deformados y discontinuos, planos de falla con estrías y geometría en paleocanal, grietas de extensión, diques clásticos y planos de esquistosidad (representación estereográfica, Fig. 5a).

Los estratos deformados poseen una geometría de pliegues muy laxos (mayoritariamente sinclinales) con ligera vergencia al SW. Los ejes de los pliegues son horizontales y de dirección 309°-129°. La única falla medida es de plano subhorizontal y con estrías de dirección 320°- 8° NW.

Afloramiento B (Fig. 5). Constituido por alternancia de lutitas y areniscas de grano fino (8m de espesor). El conjunto está constituido mayoritariamente por lutitas ar-

cillosas; en ellas se intercalan delgados paquetes (10 a 40 cm) de lutitas aleurítica y areniscas de grano fino. Destaca la presencia de grandes paleocanales (10-15m ancho x 3-4 m espesor) rellenos de lutitas y diaclasas grietas de extensión. La correlación lateral con el nivel descrito en el afloramiento A está cimentada en la cartografía 1:2.000 (Fig.2).

Afloramiento C: Conjunto de 14 m de espesor formado por intercalaciones de estratos de arenisca de grano fino (capas de 10 a 30cm) en una gran masa de lutitas. Las capas se presentan relativamente verticalizadas respecto a la estratificación confinante. También existen planos de fallas subhorizontales con estrías cuyas direcciones promedio son $280^{\circ}-10^{\circ}$ W. y $050^{\circ}-5^{\circ}$ NE. Los ejes de los pliegues son horizontales y tienen dirección 097° , además existe una ligera vergencia al N.

Afloramiento D: Conjunto de 10 m de espesor en el que existen capas deformadas, planos de falla con estrías y diaclasas / grietas de extensión. Al igual que en los afloramientos anteriores la litología está constituida por capas delgadas de arena fina y limo en un conjunto lutítico. Las estrías están sobre planos de fallas subhorizontales con dirección de $050^{\circ}-15^{\circ}$ NE. Los pliegues tienen ligera vergencia al Norte y un eje subhorizontal (7° de inmersión hacia el W) y una dirección de $305^{\circ}-125^{\circ}$

Las diaclasas / grietas de extensión presentan tres familias de orientación cuyos valores promedio son: $040^{\circ}-65^{\circ}$ SE (afloramientos B y D), la $095^{\circ}-75^{\circ}$ S (presente en afloramientos A, B y D) y la $120^{\circ}-85^{\circ}$ N (afloramiento A)

Discusión

El origen de los "slump" lo atribuimos a la tectónica sinsedimentaria ya que aparecen relacionados con un límite entre megasecuencias y no hay indicios de otros posibles activadores. La causa tectónica provocaría unas paleopendientes por encima del límite de estabilidad del sedimento arcilloso que respondería con deslizamientos sinsedimentarios.

Tras consultar una amplia literatura geológica hemos seleccionado los modelos de Myrow y Hiscott (1991) y Lewis (1971) para interpretar nuestros afloramientos; así pues hablaremos de cabeza, cuerpo y pie para referirnos a la evolución proximal-distal de las facies del "slump".

Nuestros afloramientos no tienen repliegues de pequeño radio como la mayoría de los casos citados en la literatura. Pensamos que esto es debido al contexto fluvial de nuestros sedimentos que, en el paleoclima interpretado para el Buntsandstein, con

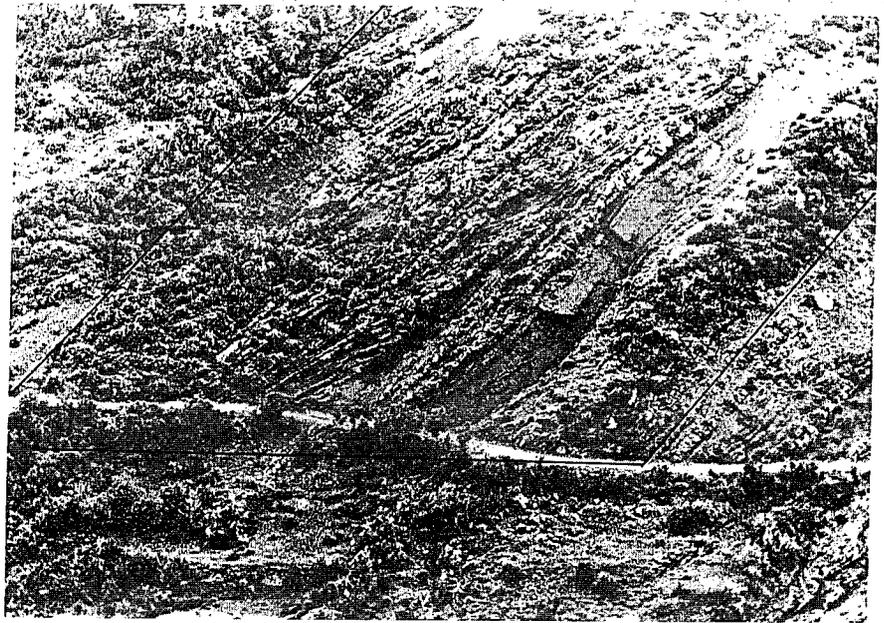


Fig. 4.- Vista del afloramiento A.
Fig. 4.- View of outcrop A.

dos estaciones muy contrastadas (Gascon & Gisbert 1987) sufren una relativa consolidación estacional por desecación. Esta consolidación precoz del sedimento haría que el deslizamiento gravitacional tuviera menor plasticidad que los equivalentes en "slumps" que afectan a sedimentos subacuáticos.

En el afloramiento A, los planos de falla con geometría de paleocanal los interpretamos como cicatrices erosivas o "scar" rellenas de la parte mas alta (o menos transportada) de las capas deslizadas. Se trataría pues de un afloramiento de "cuerpo" del deslizamiento.

En el Afloramiento B solo existen los paleocanales y grietas de extensión. Los paleocanales presentan un tamaño anormalmente grande en relación con el relleno lutítico-arcilloso que poseen. La superficie de los paleocanales no presenta estrías, pero estas no tienen porque conservarse si no quedan cubiertas por estratos deslizados. Creemos que los paleocanales pueden interpretarse como superficies tipo "scar" (cicatrices erosivas en la cabecera de la masa deslizada) cuyas estrías se han perdido al desaparecer los estratos deslizados. Así la asociación "scar" - "grietas de extensión" catalogaría este afloramiento como una facies de "cabeza" proximal.

El afloramiento C, por la fuerte inclinación de sus capas y la transversalidad de los planos de movimiento respecto a la estratificación, no hay duda que correspondería a una facies de "pie".

En el afloramiento D la geometría de los estratos deformados hace pensar en un aflo-

ramiento del pie del slump.

En el mapa de detalle (Fig.2) puede verse como la fractura (1) posee un plano de movimiento claramente plegado. Como está probado que la fracturación tardihercínica condiciona la formación de las cuencas del Triásico inferior (Gisbert 1986) y que esta fracturación rejuega en el alpino (Seguret 1972), se puede concluir que esta fractura y por extensión las paralelas a ella (2) y (3) son fracturas tardihercínicas que actuaron durante la sedimentación del Triásico inferior y que se plegaron en el alpino. Esto sería congruente con los cambios de facies en los "slumps" que existen siempre que atravesamos una de estas fracturas. Por otra parte, la única causa factible del origen de los deslizamientos sindeposicionales es una inestabilidad tectónica en la cuenca vehiculada a través de las fallas sinsedimentarias que condicionaban la sedimentación. Desde esta perspectiva las fracturas regionales (Fig.1) y locales (Fig.2) cobran una especial relevancia para discutir la geometría y tamaño de los "slumps".

Así la extensa gama de fracturas menores que se presentan entre las fallas 2 y 1 presentan dos características "anómalas":

a) No cortan, excepto una, las partes altas de la serie roja

b) Se prolongan, subparalelas a paralelas y en gran numero, en el flanco suave del anticlinal cuando -si fueran resultado del plegamiento- deberían limitarse al núcleo del pliegue.

Parece razonable concluir que estamos ante fracturas sinsedimentarias asociadas al "slump". El análisis de la disposición nos

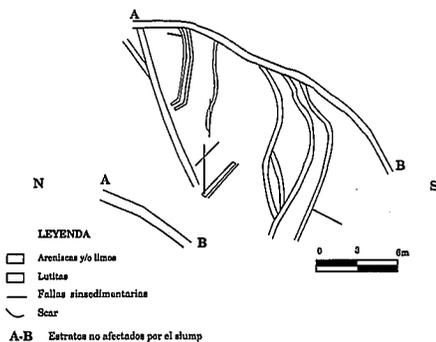


Fig 5.- Afloramiento B
Fig. 5.- Outcrop B.

llevaría a concluir que el movimiento de la falla (1) desestabilizó a los sedimentos triásicos provocando fallas y grietas de extensión (ambos con planos relativamente verticalizados) en los 80 m de la serie triásica que en ese momento estaban ya sedimentados, al tiempo que inducía el deslizamiento gravitacional y sindeposicional de los diez últimos metros de serie, lógicamente menos consolidados que el resto.

La fractura (1) aparece como una pieza clave en la génesis de los deslizamientos gravitacionales sindeposicionales.

Los ejes de los pliegues se agrupan en un abanico de direcciones relativamente estrecho (090-129°) y horizontales. Las vergencias del afloramiento A (SW) son contrarias a los de los afloramientos C y D (N y NE). Las estrías de falla indican movimientos E-W y NE-SW.

Trabajos experimentales sobre "slumps" (Lajoie 1972) informan que la mayoría de las vergencias en los pliegues indican el sentido de caída de deslizamiento, mientras que unas pocas se disponen en sentido contrario. El escaso número de medidas de ejes de pliegues y de vergencias no han permitido aplicar los métodos de cálculo descritos por Woodcock (1979) y aconsejan una cierta prudencia a la hora de interpretar nuestros resultados; no podemos pues concluir con certeza el sentido de movimiento.

Todos los datos estructurales son congruentes con la actividad sinsedimentaria de fallas de dirección N110-120, pues indican una dirección de movimiento (N40° - N220°) ortogonal al de las fracturas.

No se puede descartar el que las fracturas de dirección N 010 (como la que existe siguiendo el curso del Isábena) han jugado también un papel activo, de hecho estas fracturas son muy importantes en los cambios de espesor de las facies Buntsandstein en el Pirineo de Lérida (Gisbert et al. 1982), pero aquí no hemos podido probar una rela-

ción clara con los "slumps".

La relativa proximidad de los afloramientos A,B,C sugiere que la distancia cabeza-pie es, al menos, semejante a la distancia A-C (400 m.). Si adoptamos el criterio de estimar la distancia cabecera-pie por el intervalo que existe entre fracturas de dirección N110 (fallas 1 y 2) obtenemos una distancia semejante.

Conclusiones

Las facies Buntsandstein en la región de Las Paules poseen espesores que oscilan entre 80 y 210m Se organizan en tres megasecuencias, la primera siempre granodecreciente, la segunda casi siempre granodecreciente y la tercera con organización compleja.

El límite ente la segunda y tercera megasecuencia son unos niveles de "slump" presentes en toda la región estudiada y que conformarían una discontinuidad estratigráfica. Hemos identificado facies de cabeza, cuerpo y pie del slump.

Las masas deslizadas implican a los 10 m superficiales del sedimento, aunque el resto de la serie roja puede verse afectada por pequeñas fallas sinsedimentarias relacionadas con los movimientos que al incrementar las pendientes deposicionales generan el "slump".

El movimiento de las masas deslizadas se produce en la dirección NE - SW sin que se haya podido precisar el sentido. El juego de fracturas tardihercínicas de dirección N 110-120 se presenta como el más directo responsables de la formación de los "slumps".

Agradecimientos

A Jose Miguel Tena y Javier Arnedillo por su colaboración en los levantamientos topográficos. A Antonio Casas, Emilio Pueyo, Sylvia Tena y Andrés Gil por su asesoramiento con los datos estructurales.

Este trabajo se ha financiado con fondos de la CICYT (proyecto PB92- 0041).

Referencias

Aso E.J., Borrull J., Conte J.C., Gascón F., Gisbert J., Valero, B. (1987). *Estudio cartográfico, estratigráfico, sedimentológico y análisis de cuencas de Tardihercínico en el Pirineo aragonés*. Informe al IGME. 122 p. inédito.
Gascón, F. y Gisbert, J. (1987): *Cuad. Geol. Ibérica*, 11: 97-115.
Gisbert, J. (1983): «El Pérmico de los Pirineos españoles». *El Carbonífero y Pérmico de España*. Min. de Industria:

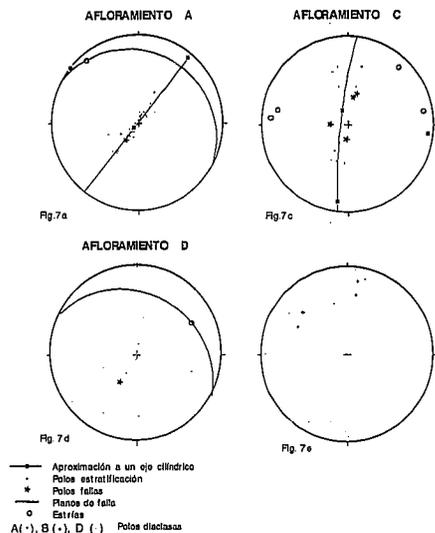


Fig 6.- Esterogramas de la estructura interna de las facies deslizadas abatidos a la horizontal. a, c, d representación de los datos de los afloramientos A, C, D, e, representación conjunta de todas las diaclasas / grietas de extensión.

Fig. 6.- Structural plotting. Original values restituted to horizontal. Plots a, c, d: Outcrops A, C, D. Plot e: Cracks and tensile fractures.

403-436. Madrid.
Gisbert, J. (1986): *Geología de España Tomo II*: 168-184
Gisbert, J., Anquela, J.A., Hernandez, M.J. Y Gascón, F. (1982): *El Stephanienense, Pérmico y Triásico continental del Pirineo de Lérida*. Cartografía 1:25.000, *Sedimentología diagénesis y recursos de interés económico*. Informe al Servei Geologic de la Generalitat de Catalunya (Inédito).
Lajoie, J. (1972): *J. Sed. Petrol.*, 42: 584-586.
Lewis, K.B. (1971): *Sedimentology*, 16: 97-110.
Mey, P.H.W.(1968a): *Leidse Geol. Meded.*, 41: 153-220.
Mey, P.H.W.(1968b): *Leidse Geol. Meded.*, 41: 229-292
Mey, P.H.W. Nagtegaal, R.J.C., Roberti, K.J. y Hartevelt, J.J.A. (1968c): *Leidse Geol. Meded.*, 41: 221-228
Mirrow, P.M & Richard, N.H. (1991): *Sedimentology*, 38: 935-959.
Roger, P. (1965): *Act. Soc. Lin. Bordeaux*. ser. B, 102: 5-27.
Roger, P. (1966): *C.R. Somm. Soc. Geol. France* fasc.3: 109-110.
Seguret, M. (1972): *Sérs Géol.Struct.*, 2. 155 p. Montpellier.
Woodcock, N.H. (1976): *Sedimentology*, 26: 83-99