

Los deslizamientos submarinos de Águilas (Margen de Palomares, Mediterráneo Occidental)

The Águilas Submarine Slides (Palomares Margin, Western Mediterranean)

Silvia Pérez-Hernández, Menchu Comas, Carlota Escutia y Pedro Martínez-García

Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC y Universidad de Granada), Campus Fuentenueva. Universidad de Granada. 18002, Granada. silviaperez@ugr.es.

ABSTRACT

Morphological and structural features observed in both swath bathymetry and parametric sub-bottom profiles, acquired during the MARSIBAL I-06 cruise, reveal an area highly affected by sedimentary instability processes at the Águilas Sector in the northern Palomares Margin. Failure scars and deposits, governed by a major lineation of scars -the Águilas Escarpment-, occupy and shape the lower continental slope of this margin sector and extend till the continental rise. Submarine and buried slides complexes cover an area of about 180 km², and develop from 1600 to 2400 m water depths. High angle faults, which deform the seafloor cause the Águilas Escarpment and diverse small-scale submarine slides. Recent or sub-recent active tectonics, and the coeval uplifting of the Palomares Margin, is proposed to be the main trigger mechanism for the slides. The failure scars favour the evolution of a juvenile submarine canyon (the Águilas Canyon) due to retrogressive sliding.

Key words: Submarine scar-slides, Águilas Canyon, Active tectonics, Margen de Palomares, Western Mediterranean.

Geogaceta, 47 (2009), 93-96
ISSN: 0213683X

Introducción

El estudio de los deslizamientos submarinos, como exponentes de inestabilidades sedimentarias y mecanismos efectivos de transferencia de sedimentos en masa en las cuencas sedimentarias, ha adquirido particular interés, y ha sido objeto preferente de numerosas exploraciones geológicas y geofísicas. Este interés se aplica a los tipos de mecanismos y factores de control que generan los deslizamientos submarinos, para evaluar los riesgos geológicos y considerar su potencial en hidrocarburos (e.g., Locat *et al.*, 2003). En el Mediterráneo occidental, se han caracterizado numerosos casos de deslizamientos submarinos de diversas dimensiones, naturaleza y origen (e.g., Casas *et al.*, 2003; Canals *et al.*, 2004; Lastras *et al.*, 2004).

El Margen de Palomares se ubica inmediatamente al E del Mar de Alborán adyacente a las Béticas Orientales, y es paralelo a la denominada Zona de Falla de Palomares (Fig. 1). Las características tectónicas y geofísicas de este margen son relativamente conocidas, pero la naturaleza del registro sedimentario y los procesos que condicionan su fisiografía y

rasgos morfológicos están peor documentados. El Margen de Palomares se sitúa sobre la corteza continental adelgazada que flanquea la corteza oceánica de la cuenca Argelino-Balear, que ha evolucionado por procesos extensionales durante el Mioceno, y que ha sido afectado desde el Messiniense por una tectónica contractiva que ha condicionado su fisiográfica y estructura actual (e.g., Comas *et al.*, 1999; Comas y Soto, 2006; Marro y Comas, 2004; Mauffret, 2007). Poco o nada es sabido sobre la naturaleza de los sedimentos que subyacen al talud del margen, ni siquiera los de edades recientes, por la inexistencia de sondeos o testigos de sedimentos. El referente más próximo al respecto es el adyacente Margen de Almería.

Para ilustrar la morfología del Margen de Palomares y determinar los procesos que lo modelan, presentamos aquí los deslizamientos submarinos y estructuras asociadas en el Sector de Águilas, se describen sobre un mosaico batimétrico 3D, y los depósitos transportados en masa (DTM) se analizan sobre perfiles acústicos de alta resolución. Asimismo, se tratan los factores de control que han dado lugar a los

deslizamientos, y el carácter de un cañón en este sector.

Datos y Métodos

El estudio e interpretación realizados en este trabajo están basados en datos adquiridos durante la campaña MARSIBAL I-06 a bordo del B.I.O. Hespérides. La batimetría de alta resolución fue obtenida mediante la ecosonda multihaz de aguas profundas SIMRAD EM-120; los datos registrados fueron procesados a bordo con el programa CARAIBES, y posteriormente tratados para obtener el mosaico 3D que se presenta. El carácter y disposición de los sedimentos afectados por los deslizamientos se ha estudiado sobre perfiles acústicos adquiridos con el perfilador de fondo TOPAS (Topographic Parametric Sonar; frecuencia 0.5-6 Hz, penetración máxima 170-180 m).

Los deslizamientos de Águilas

Procesos de inestabilidad sedimentaria en el Margen de Palomares han sido ya reconocidos en diversos sectores del talud continental, y en torno a los principales

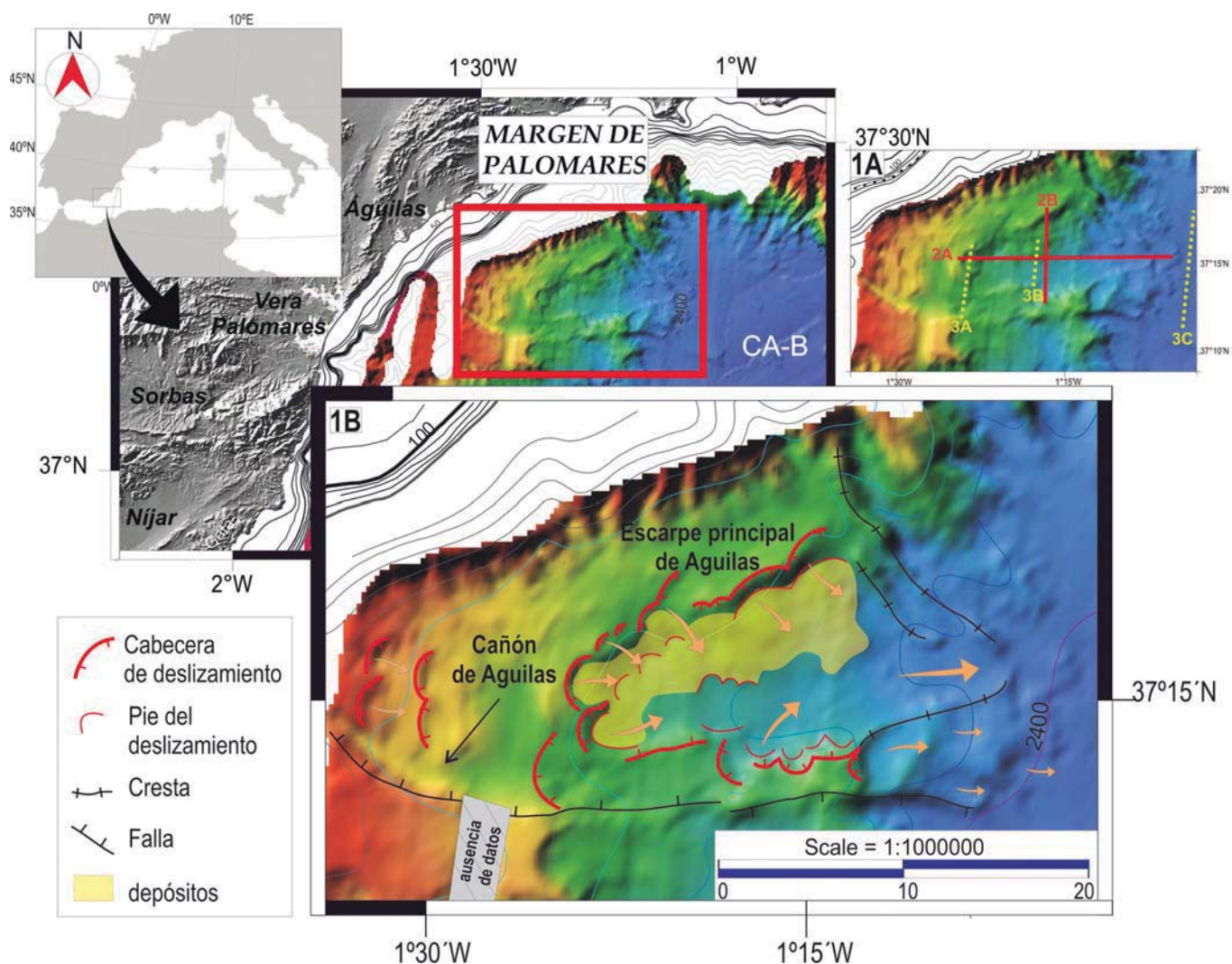


Fig. 1.- Mapa de localización. 1A- Mapa de posición de las figuras (2A y 2B), y perfiles (3A-C) que se muestran en el trabajo. 1B- Interpretación de los deslizamiento de Águilas. CA-B: Cuenca Argelina-Balear. FP: Falla de Palomares.

Fig. 1.- Location Map. 1A- Positioning map of figures (2A y 2B), and profiles (3A-C) shown on this work. 1B- Interpretation of the Águilas slides. CA-B: Argelian-Balearic Basin. FP: Palomares Fault.

cañones submarinos que lo atraviesan (Cañón de Gata y Cañón de Alías-Almanzora). Este talud presenta anchuras variables de entre 39 y 50 km, y es adyacente a una plataforma estrecha (máximo 11 km) (Perez-Hernandez *et al.*, 2008).

En el sector más septentrional del Margen de Palomares, ya en confluencia por el E con el Margen de Cartagena, los datos batimétricos muestran que el talud medio e inferior del denominado Sector de Águilas, está esencialmente modelado por cicatrices de deslizamientos y masas deslizadas que se extienden hasta el ascenso continental (Fig. 1A).

El límite sur del Sector de Águilas viene marcado por fallas de dirección E-W que afectan al fondo marino, y un cañón de escasa envergadura -Cañón de Águilas-, que tributa y termina en el área del talud modelada por los deslizamientos. La cabecera del cañón de

Águilas se sitúa a unos 7 km de la línea de costa, y su valle se aprecia en el mapa batimétrico hasta los -1700 m (Fig. 1B).

En este sector del margen, destacan cicatrices mayores de deslizamiento de geometría arqueada que confluyen en el que denominamos Escarpe de Águilas, situado en el talud inferior. El trazado discontinuo de este escarpe delinea un arco cóncavo hacia el E, tiene una longitud aproximada de 52 km, y un desnivel de entre 124 y 168 m (Fig. 1B).

El arco del Escarpe de Águilas envuelve un área deprimida de aproximadamente 180 km², y 23 km de longitud en dirección E-O, parcialmente ocupada por complejos de deslizamientos submarinos de moderada magnitud, y numerosos deslizamientos menores, coalescentes o superpuestos, originados por pequeños deslizamientos. Los deslizamientos se sitúan entre los -1600

m y los -2400 m. La distribución de las cicatrices y masas deslizadas indica que las formas de acumulación son más frecuentes en el sector septentrional. En la cabecera del arco los sentidos de deslizamientos son centrípetos con componente E hacia la base del talud continental (Fig. 1B).

Para ilustrar las geometrías de esas formas se han levantado dos perfiles batimétricos, uno E-O en la dirección de transporte de sedimentos y otro N-S transverso (Fig. 2). En el perfil E-O el desnivel del Escarpe de Águilas es de unos 124 m, y su traza se sitúa entre los -1580 y -1705 m (Fig. 2A). El perfil N-S inserta los dos flancos del arco, con desnivel de 168 m en el flanco N y 150 m en el flanco S, situándose respectivamente a profundidades de entre -1660 m y -1840 m, y unos -1910m y -2030 m (Fig. 2B).

Los perfiles TOPAS de la Figura 3 muestran una serie de deslizamientos submarinos, adosados a pendientes que modelan la morfología del fondo, y cuerpos lenticulares con facies acústicas transparentes intercalados en las unidades sísmicas correspondientes al Holoceno-Pleistoceno. Asimismo, el perfil denota que las pendientes más inclinadas corresponden a fallas de alto ángulo que deforman el fondo marino.

La Figura 3A muestra una sección de la cabecera del arco dibujado por el Escarpe de Águilas. En la rama meridional del arco el escarpe es un plano de falla, al que se adosa un deslizamiento, donde se encaja el valle del Cañón de Águilas. En la rama septentrional (mostrada en el extremo N del perfil) el escarpe corresponde asimismo a una falla sellada por un deslizamiento actual o subactual de gran envergadura. Tanto los deslizamientos observables en el fondo marino como los intercalados en las secuencias subyacentes, poseen facies acústicas de transparentes a caóticas.

El perfil de la Figura 3B, paralelo al anterior, muestra el Escarpe de Águilas en la rama septentrional del arco, adyacente a una depresión ocupada por deslizamientos actuales y una unidad sísmica estratificada en la que se intercalan cuerpos lenticulares con facies acústicas transparentes. Estos últimos se interpretan como DTM de carácter probablemente arenoso. Los cuerpos lenticulares soterrados y con facies transparentes son de mucha mayor envergadura en los ámbitos más distales (base de talud), donde aparecen también intercalados a facies sísmicas plano-parallelas que corresponden probablemente a depósitos estratificados (Fig. 3C).

Discusión

Los datos presentados y la interpretación realizada demuestran que el Sector de Águilas está modelado principalmente por procesos de erosión y resedimentación gravitatoria en masa causados por deslizamientos submarinos, y deformación tectónica asociada a fallas de alto ángulo. En ausencia de testigos de gravedad o perforaciones que pudiesen informar sobre la naturaleza de los depósitos involucrados en los deslizamientos, no podemos aun argumentar sobre la posible incidencia que en el desarrollo de los deslizamientos pudiese tener una alta tasa de sedimentación en el margen, y la naturaleza de los aportes sedimentarios.

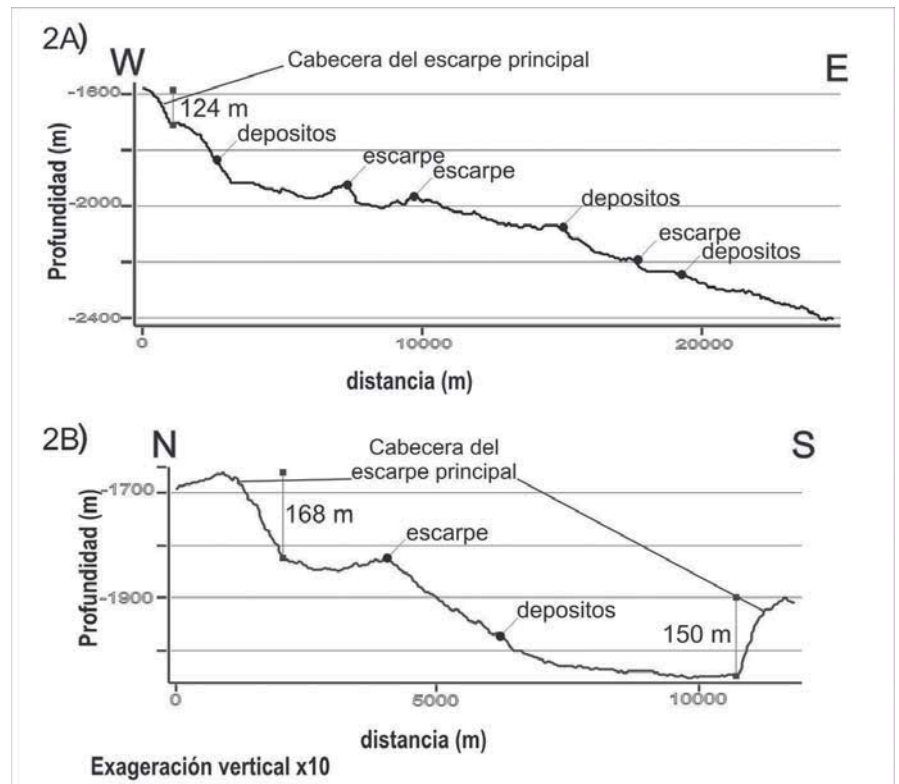


Fig. 2.- Perfiles batimétricos levantados a lo largo (2A) y a través (2B) del Escarpe de Águilas. Localización sobre la Figura 1A.

Fig. 2.- Bathymetric profile along (2A) and across (2B) the Águilas Escarpment. The location in Figure 1A.

La transferencia masiva de sedimentos desde el talud medio e inferior al ascenso continental se supone rápida y condicionada por cambios sucesivos en la inclinación de pendientes en el margen, y el desarrollo subsiguiente de deslizamientos discretos o coalescentes.

La coalescencia de deslizamientos submarinos en el borde del área rodeada por el arco que delinea el Escarpe de Águilas, y el sentido centrípeto de los deslizamientos podría indicar que las fallas reconocidas que generan este escarpe son cicatrices de numerosos deslizamientos, y funcionaron a la vez produciendo altos diferenciales en el fondo marino (Fig. 3A). Variaciones intermitentes de aumento en la inclinación de las pendientes, debido a sucesivos periodos de actividad de estas fallas, pudieron haber condicionado la recurrencia de deslizamientos observada en el área.

No se dispone de datos suficientes para determinar si la acusada curvatura que presenta la cabecera formada por el Escarpe de Águilas corresponde a la traza en planta de despegues basales de un deslizamiento de gran envergadura migrando hacia el E, o si esta curvatura es efecto de la intersección de escarpes de fallas ortogonales, que generan cicatrices coalescentes detrás de deslizamientos

periféricos discretos (Fig. 1).

Los depósitos de sección lenticular, con facies acústicas caóticas y transparentes, que se intercalan en ámbitos distales a sedimentos estratificados, y que hemos interpretado como procedentes de antiguos complejos de deslizamientos, indicarían que los procesos de transferencia de masas en esta región son activos desde al menos el Pleistoceno superior.

Un aspecto adicional, y de interés por su relación con los deslizamientos estudiados, es la ubicación del Cañón de Águilas adyacente a deslizamientos causados por la falla que limita la rama meridional del Escarpe de Águilas (Fig. 1B y 3A). Al respecto, sugerimos que esa relación es indicativa del estadio juvenil del Cañón de Águilas. Según diversos autores (e.g., Farre *et al.*, 1983), el origen de ciertos cañones sería por deslizamientos producidos en áreas del talud y su evolución por erosión remontante hacia la plataforma. En su estadio juvenil, esos cañones desarrollarían un curso prácticamente rectilíneo y los mecanismos dominantes de erosión son los deslizamientos gravitatorios, como es el caso del cañón de Águilas.

Podemos finalizar la discusión argumentando que el sentido general de transporte hacia el E de los

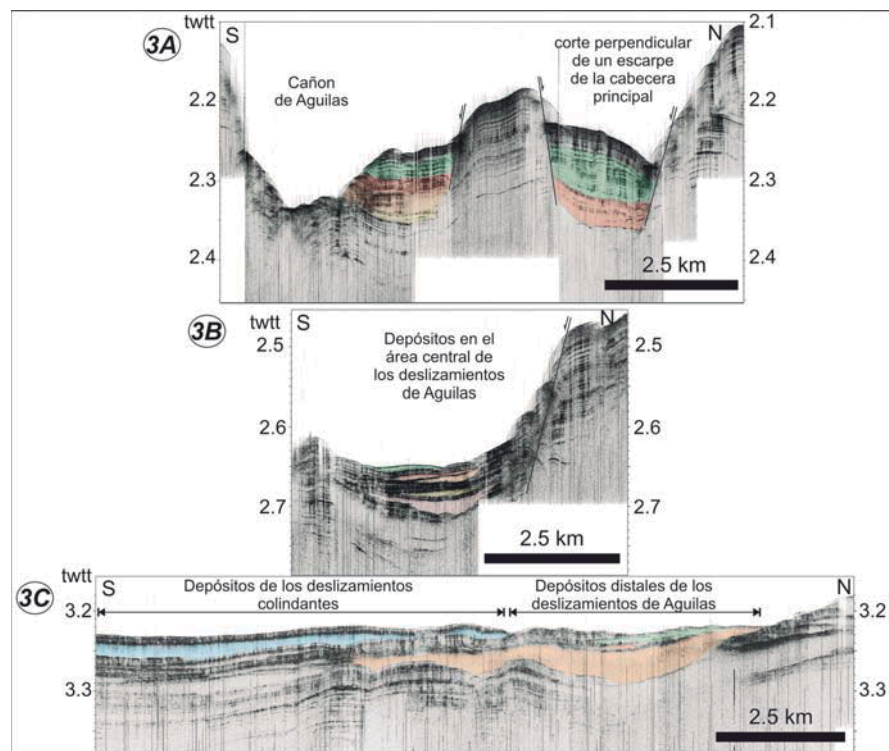


Fig. 3.- Perfiles TOPAS perpendiculares al Escarpe de Águilas. 3A- Perfil proximal. 3B- Perfil en la zona media. 3C- Perfil distal. Localización en figura 1A.

Fig. 3.- TOPAS profiles perpendicular to the Águilas Escarpment. 3A- Proximal profile. 3B- Profile in the middle section. 3C- Distal profile.

deslizamientos submarinos de Águilas, y la existencia de deslizamientos en la misma dirección en la secuencia infrayacentes indican que el Margen de Palomares está levantándose desde el Pleistoceno superior, al menos.

Conclusiones

1. El Sector de Águilas se caracteriza por un talud medio e inferior modelado por procesos de inestabilidad sedimentaria y sistemas de drenaje poco maduros.
2. Los deslizamientos masivos de sedimentos se observan asociados a cicatrices de despegues gravitatorios resultantes en un arco definido por el Escarpe de Águilas, y también se

reconocen estructuras y formas derivadas de deslizamientos aislados y discretos. Estos deslizamientos han sido recurrentes al menos desde el Pleistoceno superior a la actualidad.

3. La relación entre los deslizamientos y el Cañón de Águilas permite sugerir que este cañón está aún en su fase juvenil.
4. Los deslizamientos de Águilas estarían causados por la tectónica activa que afecta a la región, concretamente por fallas de alto ángulo que insertan el fondo marino y propician levantamientos diferenciales en el talud. La migración general hacia el E de los deslizamientos es indicativa del levantamiento actual de los sectores

proximales del Margen de Palomares.

Agradecimientos

Trabajo financiado por los proyectos CTM2005-08071-CO3-01/MAR (SAGAS), TOPO-IBERIA (2010 CSD2006-00041) y fondos FEDER, y por el Grupo RNM-215 del PAI-JA.

Referencias

- Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J.L., Mienert, J., Cattaneo, A., De Batist, M., Haflidason, H., Imbo, Y., Laberg, J. S., Locat, J., Long, D., Longva, O., Masson, D. G., Sultan, N., Trincardi F. y Bryn, P. (2004). *Marine Geology*, 213, 9-72.
- Casas, D., Ercilla, G., Baraza, J., Alonso, B. y Maldonado A. (2003). *Marine and Petroleum Geology*, 20, 445-457.
- Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I. y Watts, A. B. (1999). Proc. ODP Sci. Results, 161, *Ocean Drilling Program, College Station, TX*, 555-579.
- Comas, M.C. y Soto, J.I. (2006). *Geophysical Research Abstracts*, 8:09399. SRef-ID: 1670-7962/gra/EGU 06-A-09399.
- Farre, J. A., Mcgregor, B. A., Ryan, W. B. F. y Robb, J. M. (1983). *SEPM, Special Publication*, 33, 25-39.
- Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R., De Batist, M., Calafat, A. M. y Casamor, J. L. (2004). *Marine Geology*, 213, 235-255.
- Locat, J., Mienert, J. y Boisvert, L. (Eds.) (2003). *Submarine Mass Movements and their consequences, 1st International Symposium*. Kluwer Academic Publishers, 552 p.
- Marro, G. y Comas, M.C. (2004). *Geophysical Research Abstracts*, 6:06264, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU04-A-06264.
- Mauffret, A. (2007). *Tectonophysics*, 429, 21-44.
- Perez-Hernandez, S., Comas, M.C. y Escutia, C. (2008). En: *VII Congreso geológico de España. Comunicaciones*, 10, 567-570.