

Estructura del plutón sincinemático de Lys (Zona Axial del Pirineo)

Structure of the synkinematic Lys pluton (Pyrenean Axial Zone)

A. Hilarío ⁽¹⁾, A. Aranguren ⁽¹⁾, J.M. Tubía ⁽¹⁾ y L. Pinotti ^(1,2)

⁽¹⁾Dpto. de Geodinámica, Fac. de Ciencias, Universidad del País Vasco, a.p. 644, Bilbao 48080.

⁽²⁾Dpto. de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, Córdoba, Argentina. CONICET.

ABSTRACT

From the structural study (using field, microstructural and anisotropy of magnetic susceptibility data) of the central traverse across the Lys pluton (Pyrenean Axial Zone), we propose that the emplacement of this pluton is synkinematic with the Variscan deformation of the Cambro-Ordovician schists that form its northern envelop. The late emplacement events involve a dextral transpressional deformation leading to the development of the Esera-Gistain and Caillaouas ductile shear zones. These Variscan shear zones were reactivated during the Pyrenean orogeny.

Key words: Lys pluton, Pyrenees, structure, synkinematic emplacement.

Geogaceta, 34 (2003), 51-54
ISSN:0213683X

Introducción

La estructura de la Zona Axial del Pirineo es el resultado de la superposición de dos orogenias sucesivas. Primero, durante el ciclo varisco, se produce una tectónica polifásica y tiene lugar la intrusión de numerosos plutones graníticos. Después, durante la orogénesis pirenaica, se produce el despegue y desplazamiento de la cobertera mesozoica-cenozoica, a la vez que en el zócalo paleozoico se desarrollan fallas inversas y cabalgamientos que reutilizan parcialmente estructuras variscas.

Los plutones pirenaicos se han clasificado atendiendo a diversos criterios, como son sus dimensiones, composición y distribución de facies o las características estructurales y metamórficas de las rocas de caja (e.g.: Autran *et al.* 1970; Pouget *et al.* 1989; Debon, 1996). En general, se pueden distinguir dos grupos principales:

1) El más difundido está integrado por plutones con zonaciones petrográficas concéntricas, emplazados en rocas paleozoicas epizonales, a las que cortan y en las que producen amplias aureolas de metamorfismo de contacto; a este grupo pertenecen, entre otros, los plutones de Peñas de Aya, Panticosa-Cauterets, Posets y La Maladeta.

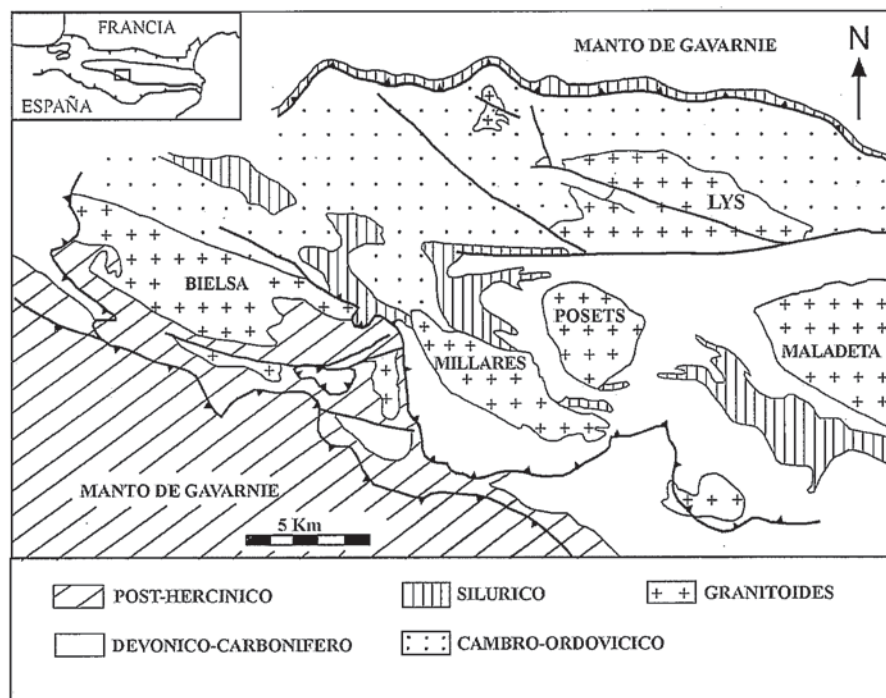


Fig. 1.- Situación geológica del plutón de Lys.

Fig. 1.- Geological setting of the Lys pluton.

2) Existen otros plutones, minoritarios, que son concordantes con las estructuras principales de las rocas encajantes, correspondientes a materiales cambro-ordovícicos que forman domos

metamórficos de alta temperatura y baja presión.

En este trabajo se analizan las características estructurales del plutón de Lys, que pertenece al segundo tipo de

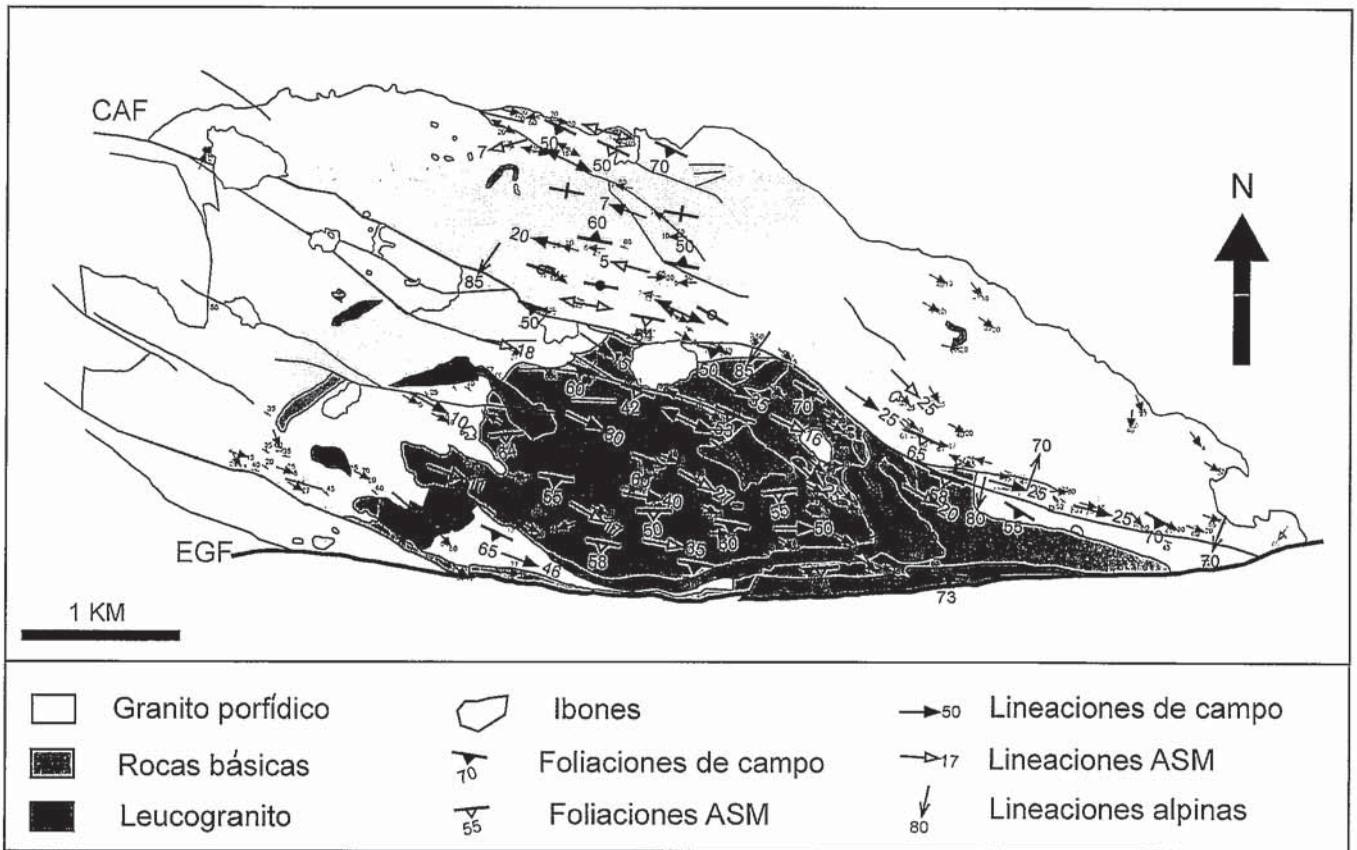


Fig. 2.- Cartografía estructural de la transversal central del plutón de Lys.

Fig. 2.- Structural map of the central traverse across the Lys pluton.

plutones. Los datos presentados proceden mayoritariamente de una amplia franja que discurre por el centro del plutón con dirección N-S; en esa transversal, que es perpendicular a la foliación de las rocas ígneas y de los materiales encajantes, están representadas todas las facies petrográficas del plutón y sus estructuras mayores. El estudio realizado combina observaciones de campo y microestructurales con medidas de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM), a partir de las cuales es posible establecer la estructura interna del plutón de Lys y la evolución del proceso de emplazamiento.

Situación geológica

El plutón de Lys está situado en pleno corazón del Pirineo central (Fig. 1), en un entorno de alta montaña que ofrece espectaculares afloramientos, pero de difícil acceso. El macizo ígneo está enclavado en el "Parque nacional de los Pirineos" (Francia) y en el "Parque Natural Posets-Maladeta" (España).

Los materiales que lo rodean son diferentes en el sur y en el norte. A lo largo del borde norte el granito contacta, de forma concordante, con esquistos y cuarcitas

de edad cambro-ordovícica, que han experimentado un metamorfismo de alta temperatura y baja presión en facies de anfibolitas. En cambio, por su vertiente meridional el contacto coincide mayoritariamente con la falla Esera-Gistain (EGF), estructura subvertical y de dirección E-O, que yuxtapone distintas facies del granito con una sucesión de pizarras y rocas carbonatadas devono-carboníferas (Fig. 1). En esta sucesión litológica, que hacia el sur y el oeste de la falla Esera-Gistain también incluye pizarras de edad silúrica, existen varios plutones del primer grupo descrito, como los de Posets, Millares o La Maladeta (Fig. 1).

Aunque en detalle la variedad petrográfica del macizo de Lys sea considerable y las relaciones entre distintas litologías muy complejas (Chesney, 1981), se pueden distinguir tres facies principales (Clin *et al.*, 1986; Clin y Debon, 1996). La figura 2 muestra la distribución de esas tres facies:

1. Complejo de rocas básicas: denominado unidad cuarzo-diorítica por Clin y Debon (1996), comprende gran variedad de rocas, desde gabros hasta granodioritas, aunque predominan las cuarzodioritas. Son rocas de textura

equigranular, porfídica localmente, y con tamaño de grano fino o medio. Con frecuencia engloban xenolitos de materiales devónicos.

2. Granitoides porfídicos: son las rocas más abundantes del plutón, con granodioritas como la litología dominante y granitos en menor proporción. El tamaño de los cristales de feldespato potásico es sumamente variable, oscilando entre unos milímetros y 10 centímetros. Engloba también gran cantidad de xenolitos, entre los que abundan los que proceden de rocas cambro-ordovícicas.

3. Leucogranitos de grano fino con moscovita: se trata de rocas de grano fino muy homogéneas que han ascendido a través de una compleja red de diques que cortan a las otras dos facies, hasta alcanzar niveles de expansión lateral que han favorecido la formación de intrusiones con forma de lacolito.

Datos estructurales

El contacto entre el complejo básico y los granitoides porfídicos está jalonado por enclaves de uno en el otro y se observan texturas de mezcla de magmas entre las dos facies, lo que indica que los

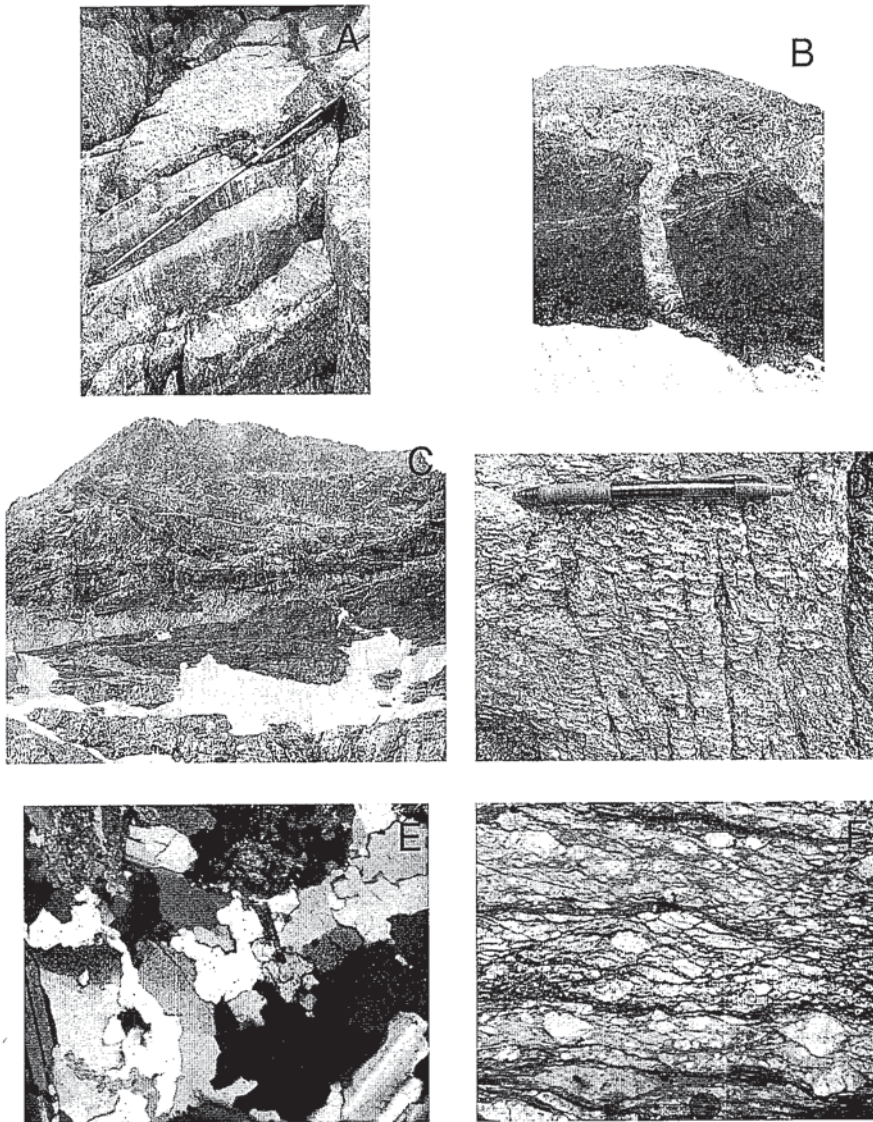


Fig. 3.- A) Estructuras de mezcla de magmas entre el complejo básico y el granitoide porfídico, con enclaves estirados por efecto de la deformación varisca de la CAF. B) Lacolito del Perdiguero. El leucogranito asciende a través de un dique de alimentación para emplazarse en forma de lacolito en niveles superiores del macizo. C) Grandes xenolitos de roca de caja intercalados en el granito. Obsérvense también los bordes angulosos de algunos xenolitos, que sugieren un importante contraste térmico. D) Foliación definida por el estiramiento del cuarzo hasta dar estructuras en cintas en las proximidades de la CAF. E) Cuarzo con textura en damero e inicio de subgranos. F) Estructuras S-C generadas durante la reactivación alpina de la CAF.

Fig. 3.- A) Magma mixing structures between the basic complex and the porphyritic granitoid, showing enclaves stretched during the Hercynian deformation of the CAF. B) Perdiguero lacolith. The leucogranite rises up through a feeder dike that evolves to a lacolith at upper structural levels. C) Large xenoliths within the granitic rocks. Some xenoliths show angular borders suggesting a thermal contrast with the granite. D) Foliation defined by ribbons of quartz close to the CAF. E) Chessboard microstructure in a grain of quartz from a sample with a partially preserved magmatic fabric. F) S-C structures related to the Alpine motion of the CAF.

magmas de los que proceden son más o menos coetáneos. Estas texturas de mezcla son especialmente espectaculares a lo largo del contacto septentrional entre las dos facies; ese contacto coincide en parte con el trazado de la falla de Caillaouas (CAF; Fig. 2), lo que produce notables estiramientos de los corredores de enclaves (Fig. 3A). Por el contrario, los

leucogranitos están organizados como diques y sills presentes en las otras dos facies, con las que siempre presentan contactos netos. Algunos de esos diques son canales de alimentación a partir de los cuales se han desarrollado espectaculares cuerpos lacolíticos (Fig. 3B) que ocupan las cimas más altas del macizo (Perdiguero, Gourgs-Blancs).

Una de las características estructurales más llamativa del plutón de Lys es la abundancia de xenolitos de rocas encajantes que contienen el complejo básico y los granitoides porfídicos. Los xenolitos varían en tamaño desde centimétricos a hectométricos, suelen tener formas laminares paralelas a la esquistosidad que conservan y son concordantes con la foliación de las rocas ígneas entre las que se intercalan (Fig. 3C). Los contactos entre los xenolitos y las rocas ígneas son netos y bastante angulosos, lo que sugiere un fuerte contraste reológico y térmico entre las rocas plutónicas y encajantes.

Todas las facies tienen estructuras planares y lineares, aunque el tamaño de grano fino de los leucogranitos dificulta su reconocimiento en los afloramientos. La fábrica plano-lineal no está definida por igual en todo el cuerpo, siendo la franja sur, la zona de falla CAF y el borde norte los sectores donde se encuentra más desarrollada. En esos sectores la fábrica plano-lineal es producto de una deformación en estado sólido a temperaturas intermedias, de acuerdo con la presencia de cintas de cuarzo (ribbon quartz) (Fig. 3D). El paso hacia el interior del plutón permite detectar una transición progresiva hacia sectores donde se conservan estructuras de origen magmático. Las estructuras magmáticas aparecen distorsionadas por una débil deformación en estado sólido de alta temperatura, que se reconoce porque los granos de cuarzo, con microestructuras en damero y algunos subgranos (Fig. 3E), apenas están estirados. Esa transición estructural refleja que el emplazamiento del plutón es sincinemático con el episodio de deformación en estado sólido, lo que también concuerda con la presencia generalizada de microestructuras de deformación submagmáticas en muestras del complejo básico.

En la transversal que nos ocupa, la foliación presenta una dirección muy constante, N100° a 120°E, con buzamientos hacia el norte en la mitad septentrional del macizo y hacia el sur en la mitad meridional. Las variaciones de buzamiento de la foliación y los cambios de orientación de los xenolitos dibujan un antiformal cuyo núcleo se sitúa en la zona del Lago de Portillón (Figs. 1 y 2). Esta estructura antiformal, está distorsionada localmente por pliegues menores, así como a lo largo del contacto norte, donde los granitos se superponen sobre los esquistos encajantes. Por otro lado, cabe destacar la total homogeneidad en la orientación de la lineación en toda la

transversal, con suaves inclinaciones hacia los N 90°-130° E. Los criterios cinemáticos observables en las zonas de cizalla EGF y CAF indican que ambas han actuado como accidentes dextrorsos con una componente transpresiva, y de acuerdo con las evidencias microestructurales su funcionamiento se produjo antes del enfriamiento del plutón, es decir, se trata de zonas de cizalla ligadas a los últimos episodios del emplazamiento del plutón.

El estudio microestructural nos ha permitido detectar zonas con deformación de baja temperatura, representadas por milonitas S-C (Fig. 3F) asociadas a la cloritización de las muestras. Este tipo de deformación está concentrado en dos estrechos corredores, coincidentes con las fallas EGF y CAF (Fig. 2). El hecho de que las lineaciones de estiramiento de las milonitas S-C sean N-S y produzcan movimientos del bloque de techo hacia el norte, sugiere que se trata de una reactivación de las dos fallas durante la orogénesis pirenaica.

Fábrica magnética

Con el fin de extraer información de los sectores donde la foliación y lineación no son apreciables a simple vista, se han efectuado hasta el momento 44 estaciones de muestreo para el análisis de la fábrica magnética, aplicando la técnica de la anisotropía de la susceptibilidad magnética; una revisión detallada de la utilidad de esta metodología geofísica puede verse en Bouchez (1997). Los resultados obtenidos, que se resumen a continuación, concuerdan con los precedentes del estudio efectuado sobre las zonas con buena expresión de la foliación en el campo.

Los valores de la susceptibilidad magnética, K , se pueden correlacionar con las tres facies, pues se agrupan en torno a valores aproximados de 50×10^{-6} SI para el leucogranito, entre 150 y 250×10^{-6} SI para el granito y entre 300 y 450×10^{-6} SI para el complejo básico.

Las orientaciones de la lineación magnética, K_1 , y del polo de la foliación, K_2 , son paralelas a las de las foliaciones y lineaciones observadas en el campo (Fig. 2).

Los valores de la anisotropía magnética, P_{para} , son siempre superiores a 5, es decir, son propios de una deformación en estado sólido (Bouchez, 1997) que se ha sobrepuesto a la fábrica magmática de todas las facies del plutón.

Discusión y Conclusiones

Teniendo en cuenta las relaciones estructurales entre las rocas ígneas y las rocas encajantes descritas, la interpretación más verosímil es que el emplazamiento del plutón de Lys fue sincinemático con respecto a la deformación varisca registrada por el conjunto de esquistos cambro-ordovícicos. Asimismo, durante los últimos episodios de su emplazamiento la deformación evolucionó hacia una fase eminentemente transpresiva dextrorsa.

Las características de los contactos entre las dos facies principales indican que proceden de magmas prácticamente coetáneos. La construcción del plutón parece haberse hecho por la coalescencia de multitud de intrusiones laminares, lo que explicaría la abundancia de xenolitos de materiales cambro-ordovícicos de alto grado metamórfico.

Los leucogranitos representan el último pulso magmático. Su organización en forma de diques y lacolitos (Fig. 3B) implica que su intrusión se produjo hacia el final del proceso de cristalización del complejo básico y de los granitoides porfídicos, ya que sólo así es posible explicar simultáneamente la formación de las fracturas usadas por los diques y la capacidad para generar sills y lacolitos del magma leucogranítico. En el estado magmático los minerales más precoces comienzan a cristalizar de forma orientada en respuesta al campo de esfuerzos existente. Debido a la rapidez de ascenso y a su reducido volumen, el leucogranito cristaliza rápidamente, pasando a un estado sólido de alta temperatura en el que sigue deformándose conjuntamente con el resto del macizo, como demuestran la extinción ondulante y texturas en damero en el cuarzo.

A medida que el macizo va enfriándose, la deformación se concentra en las cizallas transcurrentes EGF y CAF. Estos

dos accidentes, se han reactivado durante la orogénesis pirenaica dando lugar a fallas anastomosadas con lineaciones de dirección N-S, muy inclinadas, que dejan en su interior lentejones de roca con lineaciones N100°E propiamente variscas. La influencia de esta deformación frágil es mayor en la CAF ya que en el caso de la EGF esta se ha canalizado mayoritariamente por las pizarras, afectando sólo localmente al granito.

Agradecimientos

Las fuentes de financiación para este trabajo son los proyectos de investigación BTE 2001-0634, del Ministerio de Ciencia y Tecnología, y 9/UPV00001.310-14478/2002, de la Universidad del País Vasco. A Hilario agradece a Sergio Tejón el haber compartido numerosas jornadas de campo. El macizo de Lys es parte de la zona que está siendo estudiada por A. Hilario en su proyecto de Tesis Doctoral, financiado con una beca de formación de personal investigador del Gobierno Vasco.

Referencias

- Aerden, D.G.A.M. (1994): *Tectonophysics*, 238, 139-160.
 Autran, A. et al. (1970): *Bull. Soc. Geol. France*, 12, 673-731.
 Bouchez, J.L. (1997): In: Granite: From Segregation of Melt to Emplacement fabrics. (Bouchez, J.L. et al. eds.), 95-112.
 Chesney, M. (1981): Tesis doctoral Univ. Paul Sabatier de Toulouse, 233pp.
 Clin, M. y Debon, F. (1996): In: Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. Vol. 1: Introduction. Géophysique. Cycle Hercynien (BRGM - ITGE eds.), 425-427.
 Clin, M., Taillefer, F., Pouchan, P., Muller, A. (1989): Carte géologique de la France 1:50.000 (Bagnères-de-Luchon), BRGM.
 Pawley, M.J., Collins, W.J., Van Kranendonk, M.J. (2002): *Lithos*, 61, 127-139.
 Pouget, P., Lamouroux, C., Dahmani, A., Debat, P., Driouch, Y., Mercier, A., Soula, J.C. y Vezat, R. (1989): *Geol. Rundschau*, 78, 537-554.