

La evolución tectónica del Sur de los Urales

A Pérez-Estaún¹, D Brown¹, J Álvarez-Marrón¹, V Puchkov² y R. Carbonell¹

¹ *Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera" CSIC, Lluís Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona, Spain. andres@ija.csic.es*

² *Ufimian Geoscience Center, Russian Academy of Sciences, ul. Karl Marx 16/2, Ufa 45 000 Bashkiria, Russia*

Recibido el 30 de Septiembre de 1998.

Aceptado el manuscrito revisado el 2 de Diciembre de 1998.

Resumen: El orógeno de los Urales se formó al final del Paleozoico por la colisión del Cratón Este Europeo con una gran variedad de elementos litosféricos. Entre sus características más destacadas están, la existencia de un complejo acrecional bien preservado en la zona de colisión, con sedimentos arrastrados de la placa que subduce, un prisma de acreción, láminas ofiolíticas y un cinturón de rocas de alta presión. Datos geológicos y geofísicos sugieren que esta cordillera ha permanecido preservada desde su formación, sin presentar evidencias de colapso postorogénico o reactivaciones posteriores.

Palabras clave: Urales, orogénesis, colisión arco-continente, complejo de acreción.

Abstract: The Urals were formed at the end of the Paleozoic by the accretion of several lithospheric elements. A complete accretionary complex is developed at the collision zone, including: offscraping sediments, an accretionary prism, ophiolitic units and a high pressure belt. Geophysical and geological data suggest that this orogen is preserved since its formation, without evidences of post-orogenic collapse or later reactivations.

Key words: Urals, orogenesis, arc-continent collision, accretionary complex.

El orógeno de los Urales, de entre los formados al final del Paleozoico, es uno de los que puede proporcionar más información sobre los procesos relacionados con la dinámica de placas en aquella era. Entre las razones que avalan esta afirmación está el hecho de haber permanecido preservado desde su formación en la parte media de una gran placa tectónica (Eurasiática), no haber sufrido reactivaciones importantes y mantener todavía una cierta raíz cortical (Berzin et al., 1996). Los Urales muestran además otras particularidades que reafirman el interés de su estudio: la presencia de un complejo acrecional completo, ligado a una colisión arco de isla-continente; la preservación de diferentes fábricas orogénicas en los terrenos amalgamados durante el proceso colisional; la falta de evidencias de colapso post-orogénico; y también el desarrollo de una cuña orogénica subcrítica en el autóctono de la

sutura principal. Los estudios multidisciplinarios desarrollados recientemente en el proyecto Urales (Pérez-Estaún and Brown, 1997), del programa EUROPROBE de la European Science Foundation, están proporcionando nuevos datos que permiten una mejor comprensión de la evolución tectónica de las particularidades mencionadas.

Los Urales se sitúan en el límite entre Asia y Europa y sus estructuras mayores pueden seguirse por más de 2000 km, desde Nueva Zemlya, al Norte, hasta quedar ocultos bajo la depresión pre-caspiana por el Sur (Fig. 1). La extensión de la cadena orogénica por el Este es desconocida por estar cubierta por los sedimentos de la Cuenca de Siberia (Fig. 1). Los Urales muestran actualmente un pequeño relieve, cuyos desniveles con relación a la penillanura siberiana son de un máximo de 2000 m. Se formaron por la colisión del continente Europeo

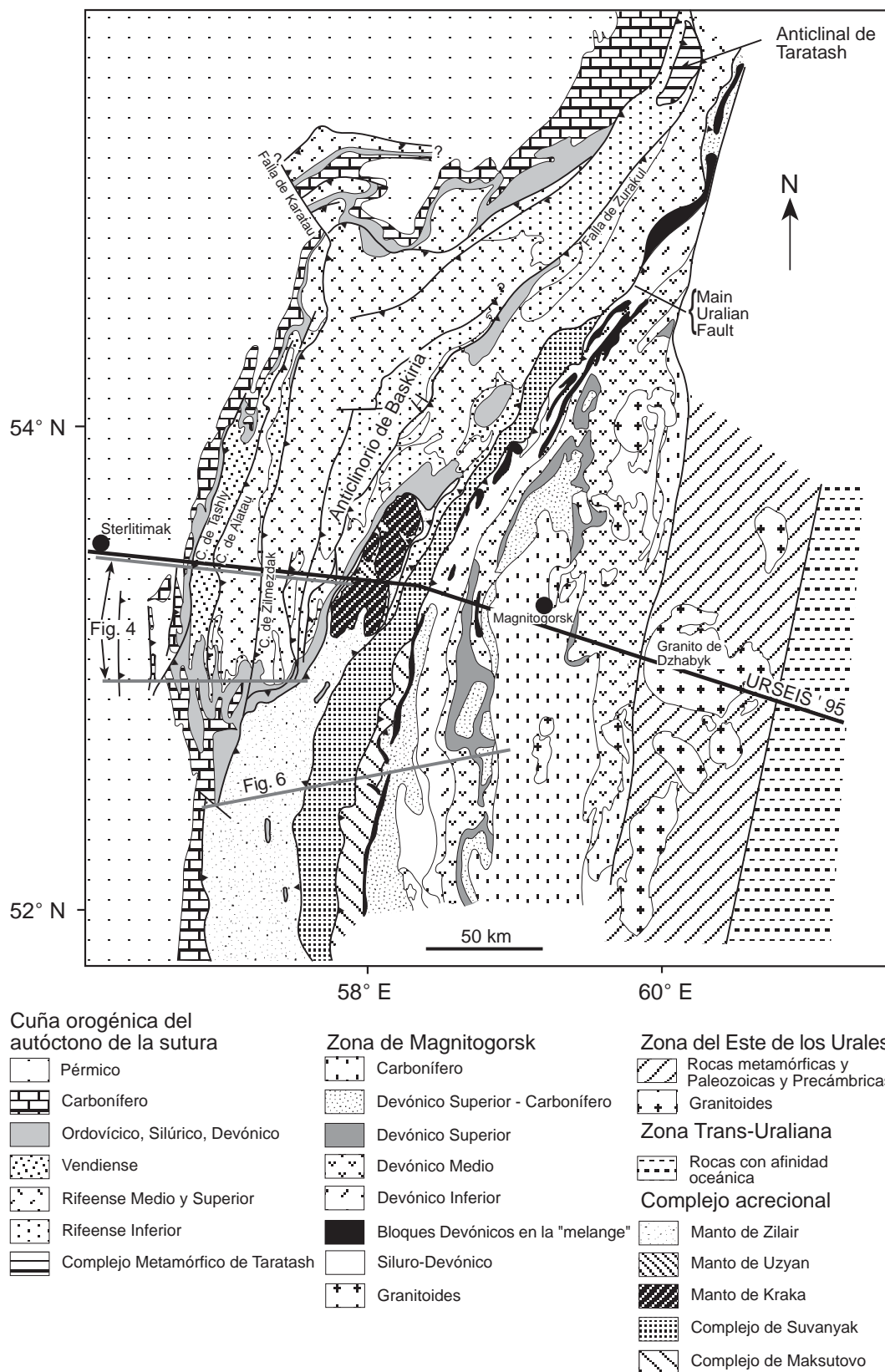


Fig. 2. Mapa geológico del Sur de los Urales. Se incluye la localización del trazado de los perfiles sísmicos URSEIS 95 y de los cortes geológicos de las figuras 4 y 6.

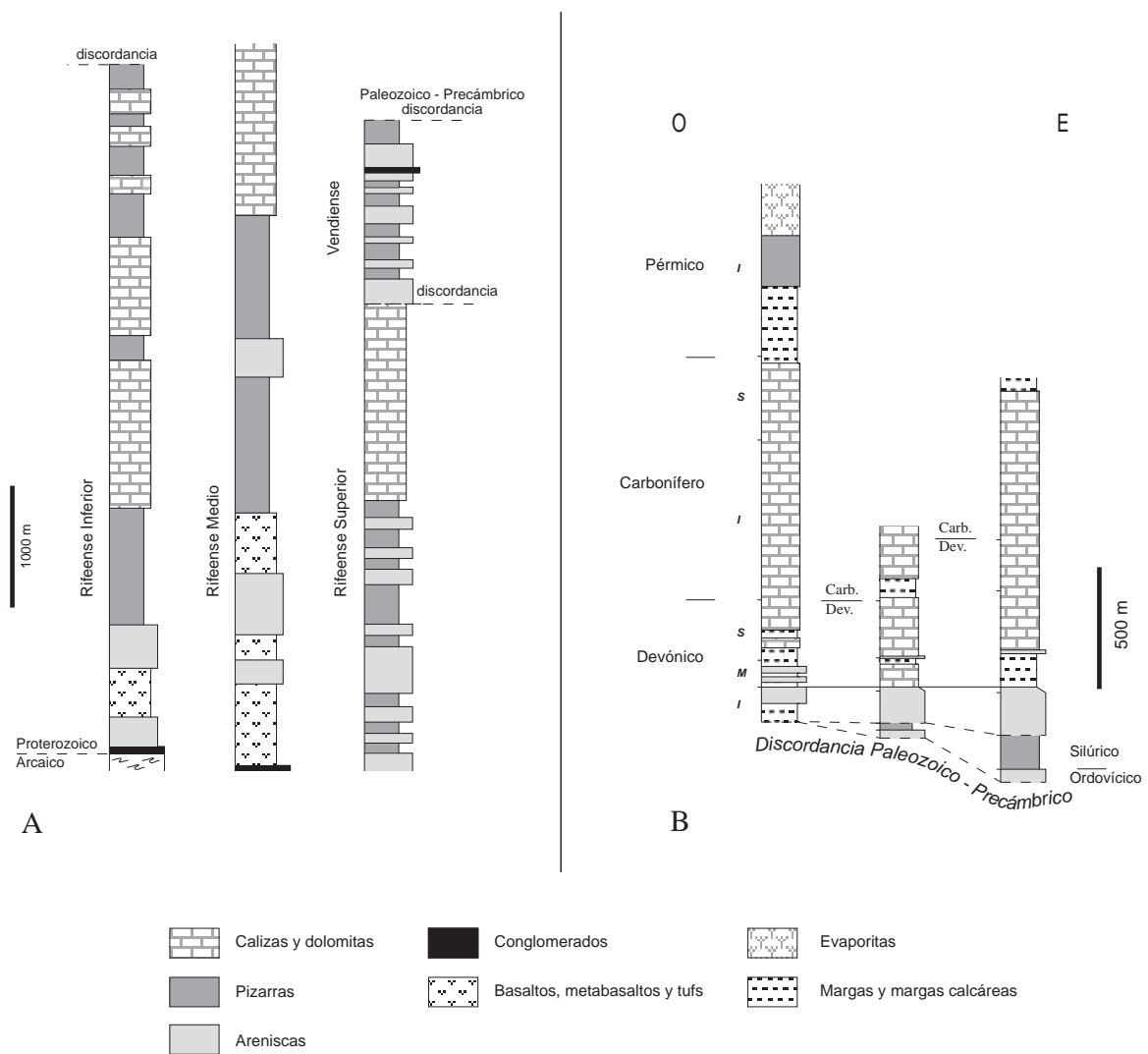


Fig. 3. Estratigrafía del Sur de los Urales (tomada de Brown et al., 1997 b). A) Columnas representativas del Precámbrico del Anticlinorio de Bashkiria. B) Tres columnas estratigráficas del Paleozoico del autóctono de la sutura, en tres secciones de Este a Oeste.

lla de Zurakul y son gneises y migmatitas de edad Arcaica (Anticlinial de Taratash). Presentan polimetamorfismo (alcanzando facies granulíticas) y deformación en distintos tiempos, incluyendo el Arcaico. Sobre estas rocas y discordantemente, se encuentra una espesa secuencia (hasta 12.000 m de espesor) de rocas clásticas, calizas, margas, rocas volcánicas y volcanoclásticas, de edad Rifeense (Keller and Chumakov, 1983; Alekseev, 1984; Koslov et al., 1995) (Fig. 3 A). El Rifeense Medio se encuentra discordante sobre el Inferior y los sedimentos detríticos del Vendianse (1500 m de espesor) son a su vez discordantes sobre las rocas rifeenses. Las rocas rifeenses forman parte del aula-

cógeno de Kaltasin que con dirección NO-SE se sigue desde el antepaís de los Urales hasta el Anticlinorio de Bashkiria (Puchkov, 1997). La estructura de este aulacógeno, oblicuo a la estructura principal de los Urales, explica las diferencias de espesor de los sedimentos rifeenses existentes en el Anticlinorio de Bashkiria, de Norte a Sur.

Las rocas que se encuentran al Este de la falla de Zurakul son rifeenses y vendianes, con una secuencia similar a la descrita. La deformación precámbrica que se registra en estas rocas se caracteriza por la presencia de pliegues asimétricos y escala hectométrica, vergentes al Este, con desarrollo de flancos inversos. Estos pliegues desarrollan una foliación

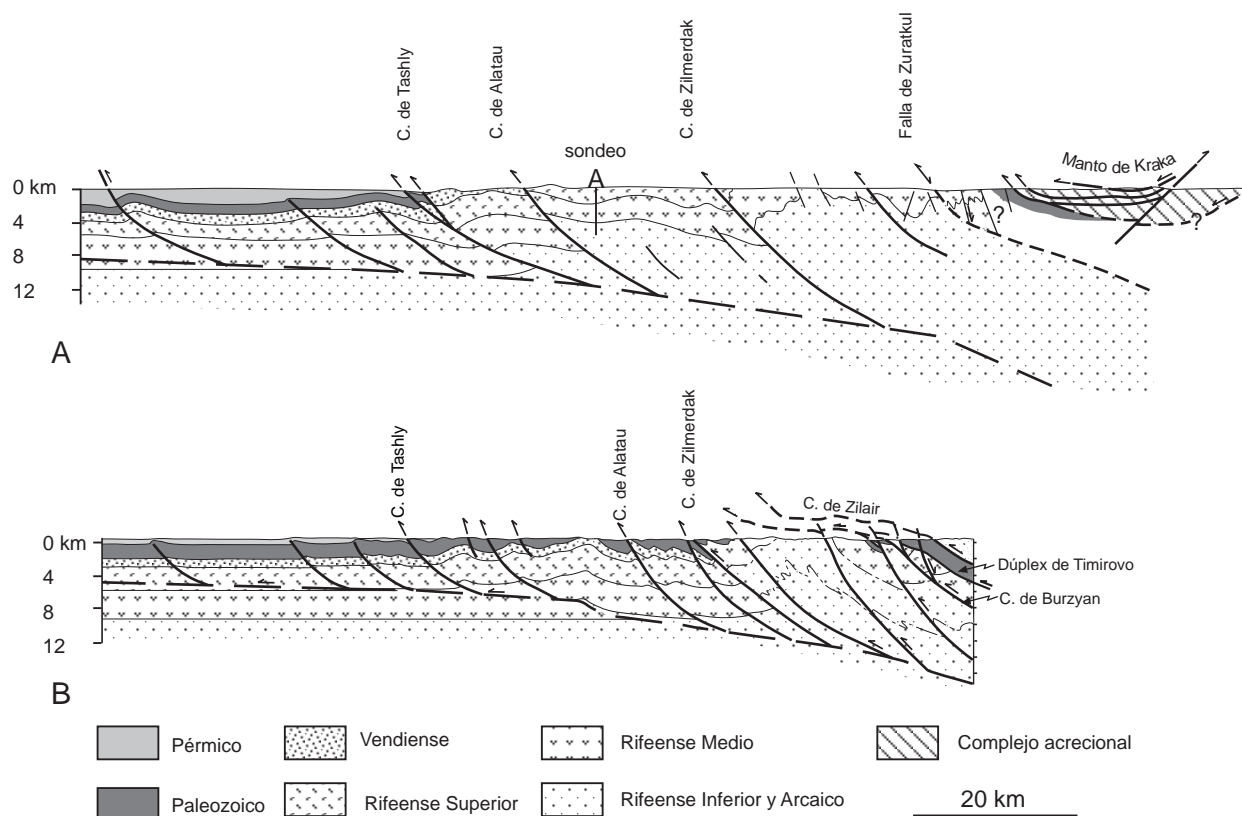


Fig. 4. Cortes geológicos de la cuña orogénica del autóctono de la sutura, en el Sur de los Urales (según Brown et al., 1997 b; Pérez-Estaún et al., 1997). La localización en los cortes se muestra en la figura 2. A) corte geológico a lo largo del perfil URSEIS; B) corte geológico al Sur (Rio Belaya).

penetrativa de plano axial simultáneamente a un metamorfismo que en las proximidades de Beloresk llega a alcanzar la facies de las anfibolitas. Las rocas de edad Vendense, con gran profusión de conglomerados, podrían corresponder a los depósitos molásicos relacionados con este episodio de deformación finiprecámbrico (Puchkov, 1993; 1997).

Las rocas preorogénicas, ordovícicas, silúricas y devónicas, forman una delgada secuencia de rocas sedimentarias de plataforma, depositadas discordantemente sobre las rocas precámbricas (Fig. 3 B). Es de resaltar la ausencia de un gran contraste litológico o reológico entre las rocas proterozoicas y las paleozoicas. Las rocas ordovícicas y silúricas (detriticas y carbonatadas), apenas alcanzan los 500 m de espesor, y muestran cambios rápidos en facies y espesor indicando que su depósito fue simultáneo a la formación del paleomargen continental del Cratón Este-Europeo. El Devónico, que a veces se apoya directamente sobre el Precámbrico, consiste en una serie de hasta

1000 m de espesor de areniscas, calizas y margas calcáreas (Maslov and Abramova, 1983; Chibrikova and Olli, 1991).

Los sedimentos carboníferos varían en facies y espesor de Norte a Sur, situándose el cambio en torno a los 53° Norte (Einor et al., 1984). En el Norte, los sedimentos de esta edad están formados predominantemente por calizas con bandas de cherts, margas calcáreas, dolomías y areniscas, siendo su espesor de unos 1350 m. En el Sur, los sedimentos dominantes son detriticos y su espesor llega a alcanzar los 5000 m. Entre estos sedimentos se encuentran depósitos olistostrómicos a partir del Carbonífero medio.

La cuenca de antepaís consiste en más de 3000 m de rocas del Carbonífero Superior y Pérmico, incluyendo evaporitas, formaciones arrecifales y sedimentos molásicos (Einor et al., 1984; Chuvashov et al., 1993). Aunque posee una gran extensión, no desarrolla un gran espesor de sedimentos clásticos sinorogénicos. La presencia de olistostro-

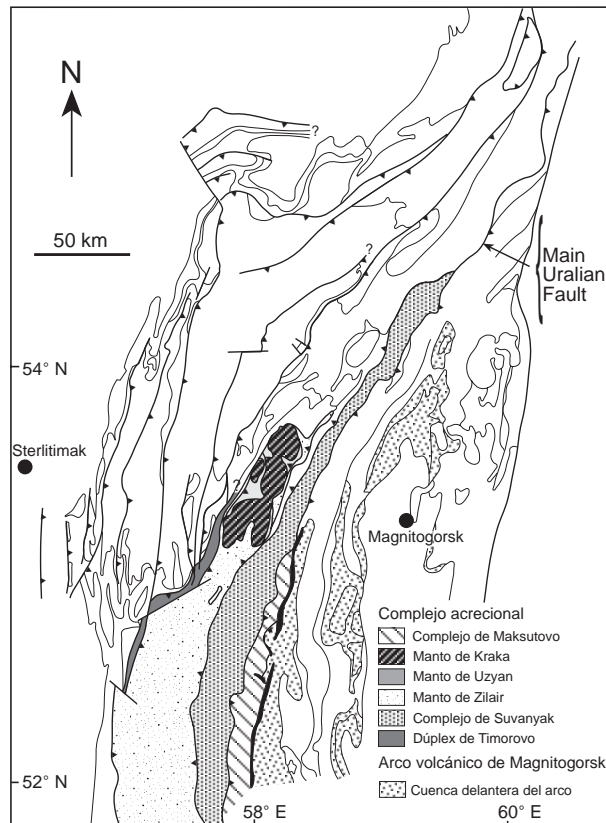


Fig. 5. Esquema cartográfico con la distribución de las diferentes unidades del complejo acrecional.

mos y turbiditas queda restringida a la proximidad del frente de los cabalgamientos (Cabalgamiento de Tashly; Fig. 2).

La estructura geológica (Fig. 4) está formada por una imbricación de cabalgamientos que involucran a las rocas paleozoicas y al basamento precámbrico y cuyo acortamiento acumulado es muy bajo, inferior a 20 km (Skripiy and Yunusov, 1989; Brown et al., 1997 b; Pérez-Estaún et al., 1997). El cabalgamiento basal del imbricado de esta unidad se sitúa en las rocas del Rifeense Superior y Medio, en el Oeste, y en las de Rifeense inferior, en el Este. Este cabalgamiento forma una continua e inclinada rampa de unos tres grados en la parte Oeste y de unos seis en la Este (Brown et al., 1997 a). La terminación meridional del Anticlinorio de Bashkiria (53°N) se debe a una estructura lateral asociada a los cabalgamientos, condicionada por la estructura precámbrica previa (Aulacógeno de Sernovodsk-Abdulino; Pérez-Estaún et al., 1997). La mayor parte de la estructura del cinturón de

pliegues y cabalgamientos se desarrolló en el Carbonífero Superior y Pérmico (Brown et al., 1997 b), aunque la historia deformacional de su parte más oriental comenzó mucho antes, como se discutirá más adelante, al considerar la relación de esta unidad con el complejo.

Las unidades del complejo acrecional

Sobre el cinturón de pliegues y cabalgamientos se sitúan una serie de unidades alóctonas que junto con otras unidades situadas al Este y por debajo de la "Main Uralian Fault", constituyen el complejo acrecional formado entre el paleomargen del Cratón Este Europeo y el arco de islas de Magnitogorsk, durante los procesos de subducción-colisión (Brown et al., 1998; Figs. 5 y 6). Las unidades más bajas del complejo son las del Dúplex de Timirovo y el Complejo de Suvanyak. El sistema de cabalgamientos de Timirovo está compuesto por una serie de unidades formadas principalmente por calizas devónicas que forman un dúplex, de una gran continuidad, con un espesor estructural no superior a los 1000 m. En el techo de este dúplex se desarrolla una milonita calcárea, de unos 300 a 500 m de espesor, con abundantes criterios cinemáticos que indican una dirección y sentido de desplazamiento hacia el OSO (Brown et al., 1997 b).

El Complejo de Suvanyak (Zakharov and Puchkov, 1994) se sitúa como una lámina tectónica por debajo del Manto de Zilair (Brown et al., 1998) (Fig. 6). Está formado por filitas, esquistos y cuarcitas, de edad probable silúrica y devónica, que desarrollan una foliación muy penetrativa con una lineación mineral cuya traza es aproximadamente E-O. Las rocas presentan un metamorfismo en la facies de los esquistos verdes. Este complejo aflora como una estructura antiformal (Fig. 6). El Dúplex de Timirovo y el Complejo de Suvanyak corresponden a rocas del margen continental del Cratón Este-Europeo que han sido arrastradas durante el proceso de colisión ("offscraping"; Brown et al., 1998).

El Manto de Zilair incluye a la Formación Zilair que está compuesta por una serie de más de 5 km de espesor de areniscas y pizarras, con facies turbidíticas, con algunos cherts intercalados y pizarras negras en su base, de edad Devónico Superior y Carbonífero Inferior (Turnesiense) (Keller, 1949;

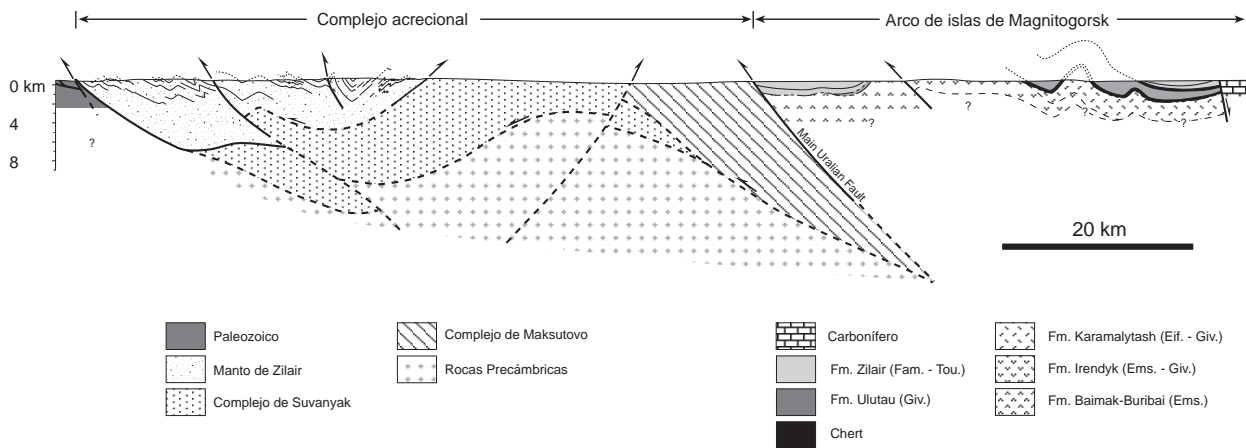


Fig. 6. Corte geológico a través del complejo acrecional, la sutura y la parte occidental del Arco volcánico de Magnitogorsk. La localización del corte se encuentra en la figura 2. El Dúplex de Timirovo no se corta en esta sección.

Kulagina and Pazukhin, 1986; Rodionov and Radchenko, 1988; Bastida et al., 1997). Las areniscas presentan clastos de origen volcánico, provenientes del arco de islas de Magnitogorsk. La estructura interna del Manto de Zilair, que dibuja un amplio sinclinorio, es la de un imbricado de cabalgamientos con pliegues asociados que convergen en un cabalgamiento basal. Los pliegues desarrollan una foliación que presenta una cierta disposición en abanico, a escala de todo el sinclinorio, y un débil metamorfismo cuya intensidad se sitúa entre la parte baja de la anquizona y la alta de la epizona (Bastida et al., 1997). El estilo y la intensidad de la deformación no es comparable con la del cinturón de cabalgamientos del antepaís, situado por debajo, indicando que esta unidad cabalgante adquirió una importante deformación con anterioridad o durante su emplazamiento sobre el margen (Brown et al., 1998).

Sobre el Manto de Zilair se localizan dos unidades cabalgantes, el Manto de Uzyan y el Klippe de Kraka que contienen rocas ofiolíticas. El Manto de Uzyan es de dimensiones muy reducidas (Fig. 2 y 6) y representa una mezcla tectónica de grandes bloques, con fragmentos de rocas sedimentarias de edad ordovícica, silúrica y devónica, junto con rocas de procedencia ofiolítica. El Klippe de Kraka con una dimensión de unos 200 km de largo, 50 km de ancho y hasta 3 km de espesor, está compuesto por una gran lámina de rocas ultrabásicas y algunas rocas básicas (Kamaletdinov, 1974; Zonnenshain et al., 1990; Savelieva, 1987; Savelieva et al., 1997). Las rocas presentes en el Klippe de Kra-

ka han sido interpretadas (Savelieva et al., 1997) como correspondientes a la parte inferior de una secuencia ofiolítica, de acuerdo con la geoquímica de sus Tierras Raras. Fragmentos de rocas que podrían ser considerados de la parte alta de la secuencia ofiolítica (lavas almohadilladas, gabros, complejo de diques), se han encontrado en la mezcla tectónica situada en la zona de falla de la "Main Uralian Fault" (Savelieva et al. 1997). No existen datos definitivos sobre la edad de estas ofiolitas que se interpretan como ordovícico-silúricas. Las edades disponibles proceden del Klippe de Kempirsay, situado en la parte más meridional de los Urales, donde rocas de este tipo tienen edades del Silúrico y del Devónico Inferior (Edwards and Wassenburg, 1985).

El Complejo de Maksutovo contiene rocas con metamorfismo de alta presión y se sitúa al Este del complejo de Suvanyak, por debajo de la "Main Uralian Fault". La parte inferior contiene eclogitas, gneises y esquistos glaucofánicos y la parte alta contiene rocas en facies de los esquistos verdes y azules (Dobretsov, 1991; Beane et al., 1995; Lennykh et al., 1995; Dobretsov et al., 1996; Echler and Hetzel, 1997; Hetzel et al., 1998). Asociaciones minerales con cuarzo y jadeita, y con paragonita, jadeita y cianita, indican que estas rocas han sufrido un metamorfismo de alta presión en un contexto tectónico de subducción (Dobretsov and Dobretsova, 1988). Presiones y temperaturas obtenidos a partir de las eclogitas, dan datos de unos 1700 MPa y 550° a 650°C (Hetzel et al., 1998). La

edad de algunas fengitas procedentes de eclogitas es de 380 Ma (Matte et al., 1993) y de 375 ± 2 Ma (Lennykh et al., 1995), y de fengitas procedentes de esquistos, 365 ± 2 Ma (Lennykh et al., 1995). La edad de las eclogitas, datada por U/Pb, es de 378 ± 3 Ma (Beane et al., 1996). Por otra parte, Zakharov and Puchkov (1994) han señalado la presencia de conodontos del Silúrico Superior, Devónico Inferior en mármoles del Complejo de Maksutovo.

La Main Uralian Fault representa la sutura, en sentido estricto, entre el Cratón Este-Europeo y el arco volcánico de Magnitogorsk. No solo se trata de una falla, sino que incluye una zona, de unos 3 km de anchura, con serpentinas que engloban una mezcla tectónica (“melange”) que se extiende por más de 2000 km (Zonenshain et al., 1990; Puchkov, 1997). Las rocas presentes en la mezcla son mayoritariamente procedentes del arco volcánico de Magnitogorsk, rocas volcánicas y volcanoclásticas devónicas y algunos fragmentos ofiolíticos (Savelieva, 1987).

La Zona de Magnitogorsk

La geología de este dominio muestra un sinclinal constituido por rocas de edad Ordovícico a Devónico Superior, principalmente volcanoderivadas, sobre cuyo núcleo se observan sedimentos carboníferos depositados discordantemente y débilmente plegados (Fig. 2). Desde el punto de vista estructural, la zona de Magnitogorsk ocupa el centro del orógeno, siendo las estructuras del orógeno vergentes en diferente sentido al Este y Oeste de esta unidad. Sus dos límites están marcados por grandes fallas jalonadas de serpentinitas. El metamorfismo es prácticamente inexistente o muy débil. Basaltos, basaltos andesíticos, andesitas, algunas riolitas y rocas volcanoclásticas (grandes volúmenes de rocas piroclásticas) forman la mayor parte de las rocas precarboníferas de la unidad (Maslov, 1980; Seravkin et al., 1992; Puchkov, 1997). La mayor intensidad del volcanismo calco-alcalino combinado con sedimentos detríticos de origen volcánico, tiene lugar desde el Emsiense al Fameniense. En la parte occidental del sinclinal de Magnitogorsk se preservan sedimentos desarrollados en la cuenca de la parte delantera del arco, de edad Fameniense-Turnesiense (Fig. 6).

Las unidades volcánicas de la Zona de Magnitogorsk, comienzan por la serie de Polyakovka, ordovícica-silúrica, que contiene basaltos que han sido interpretados como basaltos tipo MORB (Seravkin, 1986; Ivanov et al., 1989). Por encima, y en la parte occidental de la Zona de Magnitogorsk, se sitúa la serie de Baimak-Buribai, de edad Emsiense (Ivanov et al., 1989), que contiene lavas almohadilladas, hyaloclastitas, diques, rocas volcanoclásticas y sedimentos pelágicos (Kuz'min and Kabanova, 1991; Spadea et al., 1998). Rocas de esta unidad han sido identificadas como boninitas (Spadea et al., 1998). Las formaciones Irendyk y Karamalytash, situadas por encima, constituidas por rocas volcanosedimentarias y lavas andesítico-dacíticas, presentan un carácter calcoalcalino (Seravkin, 1986; Fershtater et al., 1997).

La cuenca desarrollada en la parte delantera del arco se caracteriza por la presencia de sedimentos volcanoclásticos, depositados discordantemente sobre el arco volcánico, que contienen capas de cherts, depósitos olistostrómicos (Smirnov et al., 1971; Korinevskiy, 1988) y evidencias de deformación sinsedimentaria (slumps, discordancias progresivas, etc.), con una edad Givetiense a Turnesiense (Puchkov, 1979; Brown et al., 1998; Fig. 6). El olistostromo de Biyagodinskiy es el más espectacular de toda la cuenca, pudiendo seguirse por decenas de kilómetros y llegando a tener espesores de más de 500 m (Korinevskiy, 1988). Los pliegues que presentan estos sedimentos son muy abiertos, muestran una notable variación en el espesor de la secuencia estratigráfica de un flanco a otro, presentan escasa continuidad lateral y discordancias progresivas.

Los depósitos Carbonífero Inferior discordantes del centro del sinclinal, consisten en calizas y sedimentos detríticos marinos de poca profundidad y rocas volcánicas subalcalinas (Fershtater and Borodina, 1975; Perfilyev, 1979; Seravkin et al., 1992, Salikhov and Mitrofanov, 1994; Fershtater et al., 1997). Las calizas presentan en ocasiones carácter arrecifal. Ni la naturaleza de los sedimentos, ni el escaso volcanismo o su carácter, permiten afirmar que el arco de islas estuvo activo durante el Carbonífero. Varias intrusiones graníticas de edad Carbonífero-Pérmico están presentes en este dominio,

sobre todo en su parte oriental (Fershtater and Bea, 1996; Fershtater et al., 1997).

Las zona Este-Uraliana y Trans-Uraliana

Al Este del arco de Magnitogorsk y separado por un cinturón de rocas serpentínicas, se sitúa un bloque alargado de naturaleza continental con numerosos granitos: la Zona Este-Uraliana. Contiene rocas precámbricas y paleozoicas muy deformadas y metamorfizadas e intruidas por numerosos plutones graníticos (el cinturón granítico de los Urales). El metamorfismo de las rocas aflorantes alcanza en muchos casos la facies de las anfibolitas de alto grado y corresponde a un metamorfismo de alta temperatura (Puchkov, 1997; Echtler et al., 1997). Los datos de edad de la deformación se sitúan en el Devónico Sup.-Carbonífero Inf. y los granitos son sobre todo carboníferos y pérmicos. Los granitos de edad Devónico Sup.-Carbonífero Inf. son de tipo andino preferentemente, y los Carbonífero Sup.-Pérmico presentan carácter continental (Ivanov et al., 1995 a; Fershtater and Bea, 1996; Fershtater et al., 1997; Bea et al., 1997). El macizo más representativo de este grupo es el batolito de Dzhabyk (Fig. 2) que tiene una edad 266 ± 15 Ma (Rb/Sr) con un valor muy bajo de Sr en origen (Ronkin, 1989; Fershtater et al. 1997).

La zona transuraliana se encuentra mal conocida debido, en parte, a la gran escasez de afloramientos. No obstante, se han encontrado cinturones con rocas ofiolíticas, rocas que podrían corresponder a arcos de islas y algunas evidencias de la existencia de rocas metamórficas de alta presión (Ivanov et al., 1995 b). En conjunto, se interpreta que este dominio es el resultado de la amalgamación de terrenos con afinidad oceánica y de arcos de islas de edades Paleozoico Inferior y Devónico, con estructuras fuertemente vergentes al Este. El límite con la zona del Este de los Urales se ha interpretado como una sutura, resultado de la colisión entre los dos dominios. Este límite se evidencia en el perfil sísmico URSEIS 95 (Echtler et al., 1996; Knapp et al., 1996) como una secuencia de reflexiones ("Kartali reflection sequence") que desde la superficie y con una disposición inclinada al Oeste, llegan a la parte más baja de la corteza. En superficie, la secuencia de Kartali coincide con un cinturón milonítico que afecta a la parte más oriental del batolito de Dzhabyk.

Datos sobre la evolución de los Urales procedentes de análisis de trazas de fisión.

La topografía actual de los Urales no puede ser la resultante de la erosión simple de la cadena de montañas Paleozoica y algún tipo de rejuvenecimiento o reactivación ha tenido que ser necesario para explicar el relieve actual (Astakhov, 1974; Borisevich, 1992; Piwowar, 1997). Además, para algunos autores, los Urales habrían sido una penillanura al final del Cretácico, lo que haría necesario un cierto rejuvenecimiento posterior (Nalivkin, 1973; Astakhov, 1974).

Para conocer la historia termotectónica pos-Uraliana, se han realizado análisis de trazas de fisión, en apatitos y circones procedentes de muestras tomadas a lo largo de una transecta E-O (Seward et al., 1997; Fig. 7). Datos preliminares ponen de manifiesto que el orógeno no sufrió importantes elevaciones o subsidencias con posterioridad a su formación. La combinación de datos de apatitos y circones permite reconocer la existencia de un acontecimiento regional entre los 280 y los 210 Ma que se ha interpretado como la edad de enfriamiento en respuesta a la elevación y erosión de los Urales (Seward et al., 1997). Existen otros acontecimientos menores que implican pequeñas variaciones de temperaturas al final del Jurásico y Cretácico, que pueden indicar un periodo de subsidencia y sedimentación y otro de erosión respectivamente. Se puede incluso afirmar que no existieron grandes relieves en la parte Oeste de los Urales, al final de su formación, dado que en algunas áreas del interior del cinturón de pliegues y cabalgamientos y en la Zona de Magnitogorsk, se preservan las edades estratigráficas o de formación de las rocas. Lo más relevante de estos datos es que la zona de sutura, que representa una debilidad cortical importante, no ha sufrido grandes reactivaciones (Seward et al., 1997). Debe entenderse, en cualquier caso, que estas reactivaciones no alcanzaron el límite de resolución del método de análisis de las trazas de fisión, de dos a tres mil metros de desnivel. Las conclusiones derivadas de estos datos no deben extrapolarse, por el momento, a todo el orógeno, dada la gran longitud de los Urales y los posibles cambios en la evolución a lo largo del mismo.

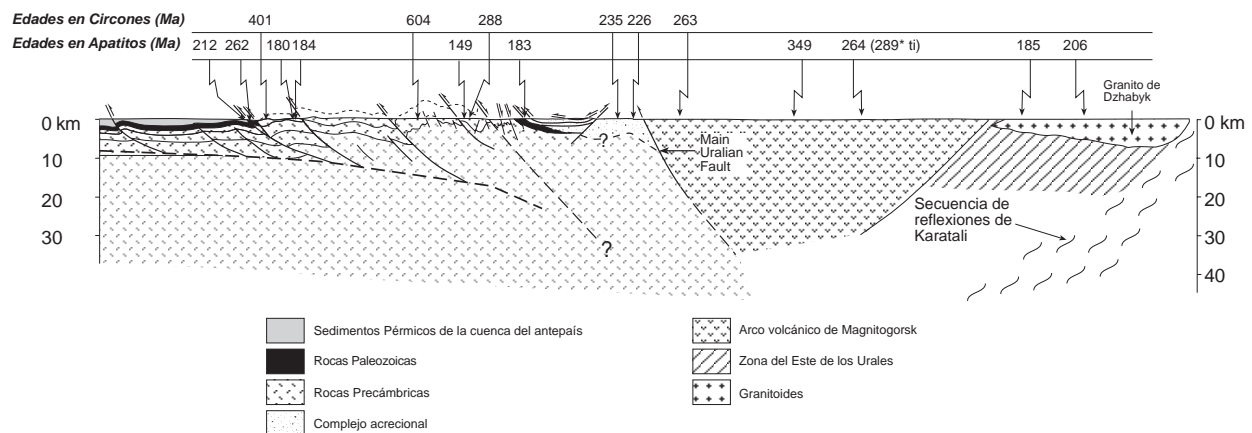


Fig. 7. Corte geológico de los Urales, realizado a lo largo de la línea URSEIS 95 (localización en Fig. 2), con los datos de las edades proporcionados por las trazas de fisión en apatitos y circones (los datos de edad están tomados de Seward et al., 1997).

Piwowar (1997), a partir de datos digitales del terreno, ha propuesto una explicación para el relieve actual del Sur de los Urales. La observación de que la elevación del relieve es oblicua a la cadena orogénica, junto con la evolución del trazado de los ríos y el modelado del relieve, sugiere que la parte Sur de los Urales se ha levantado como respuesta (flexión litosférica) a la formación de la cuenca Caspiana. Esta elevación habría tenido lugar en tiempos terciarios.

La ausencia de una reactivación tectónica de importancia con posterioridad a la formación de los Urales (Triásico), permite reafirmar que la mayor parte de las fábricas sísmicas presentes en los perfiles sísmicos URSEIS, corresponde a eventos generados durante la orogénesis Uraliana.

Estructura del Orógeno Uraliano

Los resultados del multiexperimento URSEIS 95 (Echtler et al. 1996; Knapp et al. 1996) muestran la arquitectura del Orógeno Uraliano, a escala litosférica, poniendo de manifiesto su carácter bivergente y la existencia de diversos terrenos con diferente fábrica sísmica (Fig. 8).

Variaciones laterales y verticales de reflectividad en la corteza, permiten dividir la imagen de los Urales en tres dominios separados por la "Main Uralian Fault, al Oeste, y la secuencia reflectiva de Kartaly, al Este (Fig. 8) (Echtler et al., 1996). El dominio occidental corresponde a la cuña orogéni-

ca paratúctona y la parte alóctona del complejo de acreción. La corteza media y superior presenta numerosas reflexiones poco inclinadas, representando a las secuencias sedimentarias paleozoicas y precámbricas, que se ven interrumpidas en algunas áreas (cabalgamientos). Al Este de la Falla de Zurakul, se reconocen unas reflexiones muy marcadas que dibujan un antiforame y están limitadas al Oeste por una secuencia de reflexiones que dibujan una banda con una fuerte inclinación. Todas estas reflexiones se corresponden bien con la estructura de pliegues y cabalgamientos descrita anteriormente para el autóctono de la sutura. El dominio central del perfil URSEIS 95, es débilmente reflectivo y representa al arco volcánico de Magnitogorsk y la Zona del Este de los Urales (con una serie de reflexiones inclinadas al Este). El dominio oriental está separado del central por una secuencia de reflexiones muy prominente, inclinada al Oeste, que atraviesa toda la corteza y que se ha denominado secuencia reflectiva de Kartaly. Este dominio oriental presenta fuerte reflectividad con secuencias de reflexiones que desde la superficie llegan hasta la Moho, proporcionando una clara imagen de una amalgamación o acreción de diferentes dominios (Echtler et al., 1996).

Los datos de reflexión de gran ángulo indican la existencia de una raíz cortical preservada, situada, en términos generales, bajo la Zona de Magnitogorsk. El mayor espesor cortical en la zona de raíz es de 53 ± 2 km, en contraste con los 40 km de espesor al Este y Oeste de la misma (Carbonell et al.,

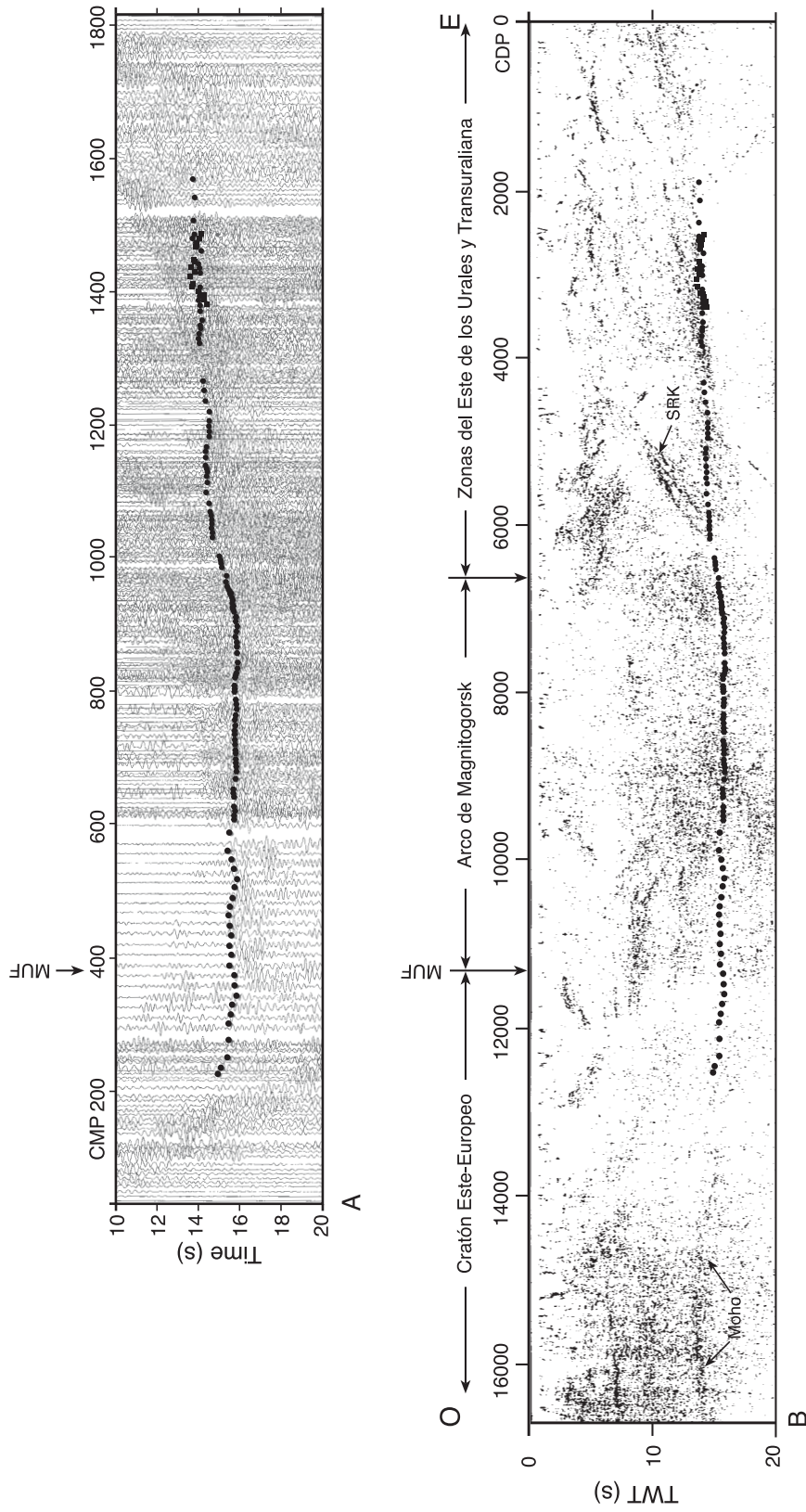


Fig. 8. A) Datos de reflexión de gran ángulo obtenidos a lo largo del perfil URSEIS 95 y localización de la Moho (tomado de Carbonell et al., 1998). B) Perfil sísmico URSEIS 95 adquirido con fuente sísmica explosiva. Stack sin migrar (tomado de Knapp et al., 1996). La línea de puntos representa la posición de la Moho de acuerdo con los datos de reflexión de alto ángulo. MUF: Main Uralian Fault; SRK: Secuencia de reflexiones de Kartali.

1996; Carbonell et al., 1998). Estos datos evidencian también el diferente carácter del Moho y la corteza inferior bajo los tres dominios mencionados (Knapp et al., 1996; Steer et al., 1998; Carbonell et al., 1998). En la parte oriental de los Urales, bajo la Zona Trans-Uraliana y parte de la Este-Uraliana, existe un apilamiento de secuencias de reflexiones que convergen con reflexiones subhorizontales y continuas, situadas por encima de un manto no reflectivo. La base de estas reflexiones subhorizontales o levemente inclinadas al Oeste, representan la Moho en este dominio, de acuerdo con los datos de sísmica de refracción (Echtler et al., 1996; Knapp et al., 1996; Steer et al., 1998; Carbonell et al., 1996, 1998).

Bajo la Zona de Magnitogorsk, la Moho se caracteriza muy mal en los perfiles de reflexión y se manifiesta únicamente en las más bajas frecuencias de los perfiles de reflexión de gran ángulo (Carbonell et al., 1998). Más hacia el Oeste, bajo el cinturón de pliegues y cabalgamientos y en la cuenca de antepaís, la Moho se hace menos profunda (Knapp et al., 1996; Steer et al., 1998) y vuelve a ser reflectiva. Por encima de la discontinuidad aparece una banda de reflexiones muy bien definida, de 1 a 3 s de anchura, que tiene una leve inclinación hacia el centro del orógeno.

Esta variabilidad en la expresión sísmica del Moho y de la parte más baja de la corteza, debe poner de manifiesto su diferente origen o los diferentes procesos que han dado lugar a su formación. La Moho de la parte oriental pudo ser generada durante la amalgamación de los terrenos oceánicos, representando un nivel tectónico de despegue en el que convergen las suturas. En cualquier caso, se puede interpretar como una Moho orogénica o tardi-orogénica, formada por los procesos que tienen lugar durante la deformación Uraliana (Steer et al., 1998).

En la parte media del perfil, bajo la Zona de Magnitogorsk, la ausencia de reflectividad en la zona de raíz plantea la cuestión de la existencia o no de una zona de transición en el límite corteza-manto desarrollada en procesos tardi- o postorogénicos. Steer et al. (1998) sugieren que pueda ser debido a un magmatismo masivo en la base de la corteza ("magmatic underplating") o a un frente transicional de eclogización, como ha sido sugerido para

otras regiones (Nelson, 1991). Por el contrario, la Moho de la parte occidental, bajo el antiguo margen del Cratón Este Europeo, tiene la misma naturaleza bajo las áreas apenas deformadas durante la orogénesis (antepaís) como bajo el cinturón de cabalgamientos. Esta Moho pudo ser generada en tiempos pre-Uralianos y corresponder a una fábrica precámbrica formada durante la orogénesis Cadomiense o con anterioridad (Steer et al., 1998; Diaconescu et al., 1998), o bien tratarse del resultado de la formación del margen del Cratón Este Europeo, durante parte del Paleozoico.

La existencia de dominios corticales con diferente reflectividad y su coincidencia con las grandes unidades en que se ha dividido el orógeno, sugiere que la arquitectura del orógeno ha sido preservada sin apenas modificaciones posteriores. Esta interpretación viene avalada también por los datos de las trazas de fisión y la geología de superficie.

Evolución tectónica de los Urales.

La historia geológica de los Urales (Fig. 9) puede establecerse con cierto rigor en su parte occidental, basándose en relaciones de superposición de estructuras y en edades de rocas y acontecimientos, y sólo muy aproximadamente en su parte oriental (Zonas del Este de los Urales y Trans-Uraliana), por la carencia de datos. Durante el Ordovícico y Silúrico tiene lugar en el Cratón Este Europeo, una etapa de "rifting" a la que debe seguir la apertura del océano de los Urales y la formación del margen continental (Puchkov, 1997). Así lo evidencian la distribución de facies y espesores de las rocas de esta edad, en el Anticlinorio de Bashkiria, la geoquímica y las edades absolutas de rocas ofiolíticas de las unidades alóctonas y de la zona de mezcla de la sutura. Este proceso generó una plataforma continental sobre un basamento Proterozoico en parte poco deformado y sin metamorfismo (parte occidental del Anticlinorio de Bashkiria) y en parte fuertemente deformado y metamorfizado (parte oriental). El límite lo constituía la falla precámbrica de Zurakul que puso en contacto dominios con historia precámbrica (Cadomiense) muy diferente. Durante el Devónico y una parte del Carbonífero el margen del Cratón del Este de Europa se comporta como un margen pasivo y así lo indican las facies de sus sedimentos.

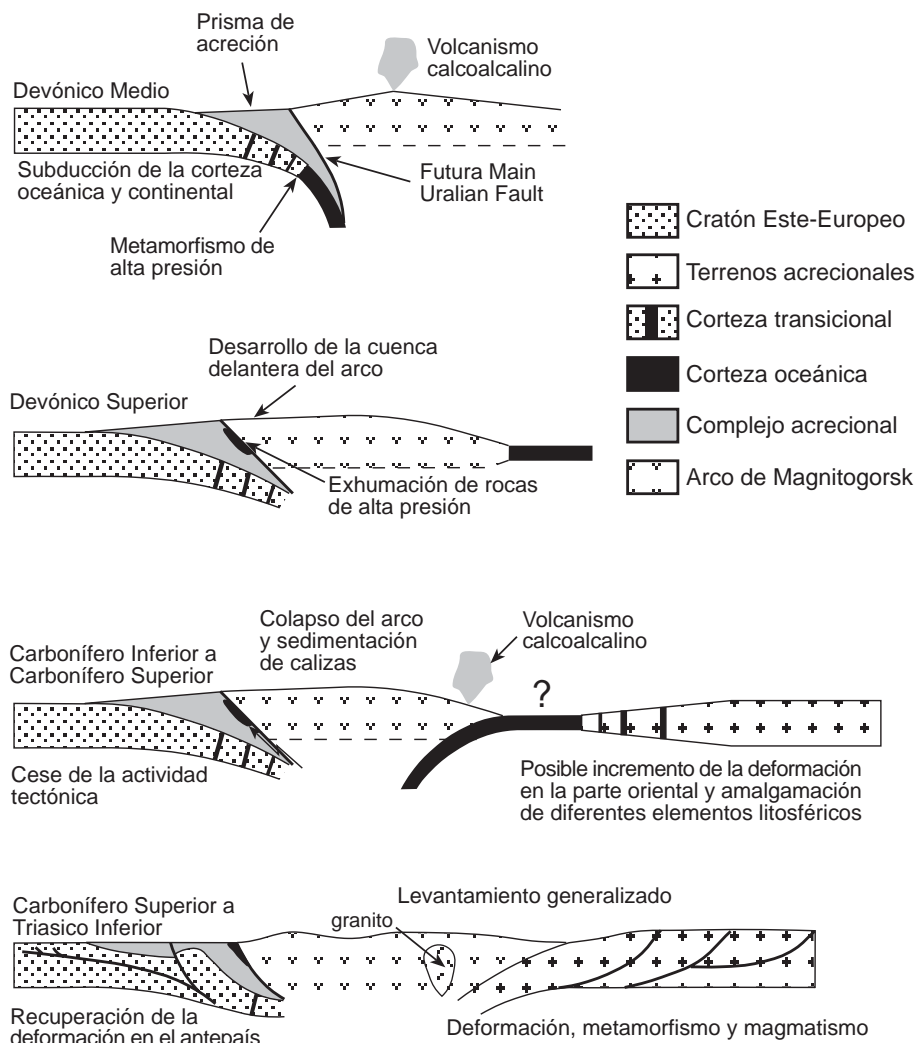


Fig. 9. Modelo esquemático de evolución geológica de los Urales.

En la parte occidental de la Zona de Magnitogorsk, la presencia de boninitas de edad Emsiense, seguidas por lavas calcoalcalinas, unido a la naturaleza oceánica de las rocas situadas por debajo, confirma el carácter intraoceánico de la subducción que dio lugar a la formación del arco de islas de Magnitogorsk. La geoquímica de estas rocas indica el paso desde una zona de suprasubducción a una del interior del arco volcánico, con polaridad de subducción de Oeste a Este (Spadea et al., 1998). Estas condiciones se mantienen hasta el Devónico Superior-Carbonífero Inferior, momento de desarrollo de una cuenca delantera de arco y de un prisma de acreción (Manto de Zilair) el cual prosigue su evolución hasta emplazarse sobre la plataforma del Cratón Este Europeo (Brown et al., 1998).

Las rocas generadas en la cuenca delantera del arco de islas, muestran la existencia de deformación sinsedimentaria importante con grandes olistostromos y discordancias progresivas (Fig. 6). Esta deformación tuvo lugar en el Devónico Superior-Turnesiense. Por otra parte, rocas correspondientes al Carbonífero Inferior se depositan discordantemente sobre las distintas unidades del arco volcánico y posteriormente al fin de su evolución (Hetzl et al., 1998; Brown et al., 1998). Ni la naturaleza de los sedimentos posteriores al Turnesiense, incluyendo depósitos arrecifales, ni el escaso volcanismo asociado permiten relacionarlos con etapas activas del arco. El volcanismo, a partir de ese momento, es escaso y de naturaleza alcalina (Seravkin et al., 1992; Puchkov, 1997). En este pe-

riodo, Carbonífero Inferior, se habría producido ya la colisión continente-arco de islas y cerrado el océano Uraliano (Fig. 9).

El cierre del océano Uraliano tiene lugar, por tanto, durante el Frasnense, Fameniense y Turnesiense, periodo de depósito de la Formación Zilair, del emplazamiento de las unidades alóctonas sobre el paleomargen del Cratón Este Europeo y del final de la actividad volcánica de naturaleza calcoalcalina en el arco de Magnitogorsk. Es durante este periodo cuando se produce la exhumación de los complejos de alta presión. La eclogitización y metamorfismo de alta presión tiene lugar en el Givetense-Frasnense, siendo su exhumación muy rápida, Devónico Sup.-Carbonífero Inf. (Brown et al., 1998; Hetzel et al., 1998). Los protolitos de estas rocas eclogíticas son rocas proterozoicas subducidas (Dobretsov et al., 1974; Valizer and Lennykh, 1988), que probablemente proceden del Cratón Este Europeo. Su exhumación se produce durante el proceso de colisión. Chemenda et al. (1997) propone, basándose en modelos analógicos, que para producir exhumación durante el periodo de acortamiento, el bloque que subduce debe permanecer con temperaturas muy bajas para mantener una relativa rigidez y ser capaz de transmitir el efecto de elevación producido por la diferencia de densidades ("buoyancy").

Las unidades alóctonas del complejo acrecional terminan su emplazamiento sobre el margen del Cratón Este Europeo en el Carbonífero Inferior. El Dúplex de Timirovo y otras unidades de la placa subducida son arrastradas bajo el Manto de Zilair y las unidades ofiolíticas. Sin embargo, no está claro todavía en que momento se emplaza el Klippe de Kraka, ni si su emplazamiento tuvo lugar en una sola etapa o en más. Con posterioridad al Turnesiense y durante prácticamente el resto del Carbonífero, tiene lugar un periodo de baja actividad tectónica en el autóctono de la sutura. La deformación vuelve a ser activa al final del Carbonífero, y continúa hasta principios del Triásico, con el desarrollo del sistema de cabalgamientos de las unidades parautoctonas y la formación de la cuenca de antepaís (Brown et al., 1997 b).

Los granitos relacionados con la subducción en la Zona de Magnitogorsk, proporcionan edades en torno a los 380 Ma, mientras que los procedentes

de fusión continental, en la Zona del Este de los Urales, dan edades de 282 ± 17 y 291 ± 10 Ma (Montero et al., 1998). Existen también diferencias en edad de Norte a Sur; así, los granitos originados en relación con la subducción son relativamente más jóvenes en los Urales Centrales que en el Sur de los Urales (entre 10 y 30 Ma). Se observa un diazonismo en el cierre del océano de Sur a Norte, comenzando en el Sur y emigrando hacia el Norte. Los granitos que atraviesan la Main Uralian Fault han proporcionado edades de 335-330 Ma para el final de la actividad de esta falla; alguno de estos granitos no muestra evidencias de haber sido deformado con posterioridad (Montero et al., 1998).

La deformación del autóctono de la sutura durante el Carbonífero Superior y Pérmico da lugar a un imbricado de cabalgamientos, cuya estructura, mecanismo de formación y cambios laterales viene condicionada por la estructura previa del basamento precámbrico. Durante este periodo se desarrolla una cuenca de antepaís incipiente en la plataforma, con sedimentos sintectónicos. La estructura de la cuña orogénica en el Sur de los Urales difiere notablemente de la de otros orógenos, al menos en dos aspectos: la baja cantidad de acortamiento y la posición del cabalgamiento basal (Fig. 4). El acortamiento medido en esta cuña no supera los 20 km y el cabalgamiento basal tiene forma de rampa ascendente, sin que siga ningún nivel estratigráfico concreto. La pendiente del cabalgamiento basal y de la superficie topográfica originada durante la formación de la cuña indican que se trata de una cuña situada en el campo subcrítico (Brown et al., 1997 a). Estos autores sugieren que esta situación puede ser debida a que con anterioridad al desarrollo de la cuña, se habrían emplazado las unidades alóctonas del complejo acrecional, de gran densidad, sobre el margen continental. Estas masas habrían incrementado el trabajo necesario para obtener la topografía crítica e impedido llegar al equilibrio.

Conclusiones

La cordillera del Sur de los Urales, con una estructura bivergente, se forma como resultado de una colisión múltiple de varios elementos litosféricos, que incluyen el Cratón Precámbrico Este Europeo, el arco de islas de Magnitogorsk, el dominio conti-

amental de la Zona del Este de los Urales y los dominios oceánicos intermedios de la Zona Trans-Uraliana. La suma de todos estos elementos da lugar a un importante crecimiento continental, acorde con el modelo de orógenos de tipo turco presentado por Sengor and Natal'in (1996). La formación del orógeno puede considerarse que comienza en el Devónico y termina en el Triásico, edad de las últimas estructuras compresionales en el antepaís.

En el autóctono de la sutura ("Main Uralian Fault") se desarrolla una cuña orogénica subcrítica en la que el acortamiento calculado es poco importante. La zona de colisión muestra un complejo acrecional bien preservado, con una disposición de unidades similar a las que se encuentran en los márgenes activos actuales: sedimentos arrastrados de la placa que subduce (Dúplex de Timirovo y Complejo de Suvanyak), prisma de acreción, láminas ofiolíticas alóctonas y cinturón de rocas de alta presión con rápida exhumación.

En el arco de islas de Magnitogorsk, que inicia su formación al comienzo del Devónico, se reconoce, en una secuencia de muro a techo, una transición completa desde rocas con afinidades oceánicas a rocas formadas en una zona de suprasubducción y finalmente rocas volcánicas calcoalcalinas típicas del interior de un arco volcánico. En la parte delantera del arco se encuentra preservada una cuenca sedimentaria, con rocas volcanoclásticas del Devónico Sup.-Carbonífero Inf., con la presencia de deformaciones sinsedimentarias. Todo ello evidencia que la subducción tuvo lugar desde el Este hacia el Oeste

Los datos sísmicos muestran una imagen diferente, a escala cortical, para los distintos elementos litosféricos que participaron en la colisión. También ponen de manifiesto la existencia de una raíz en el núcleo del orógeno. Datos geológicos de superficie y de trazas de fisión, permiten afirmar que tanto la fábrica sísmica como la raíz han permanecido preservadas, en gran parte, desde la formación de los Urales. Se interpreta que la Moho situada bajo el Cratón Este Europeo es pre-Uraliana, mientras que la situada bajo las unidades más orientales, Zona Trans-Uraliana, correspondería a una Moho orogénica. En la parte media de los Urales, bajo la Zona de Magnitogorsk, la Moho se manifiesta débilmente y se ha interpretado como transicional y probablemente posterior o tardi-orogénica.

Todos los datos, geológicos y geofísicos, apuntan a que la cordillera de los Urales no desarrolló un colapso post-orogénico, con la formación de grandes estructuras extensionales, como se ha propuesto para otras cordilleras (p.e., Dewey, 1988). La geología de superficie, las trazas de fisión y por otra parte la fábrica sísmica, indican que la corteza continental mantiene la signatura orogénica intacta.

Agradecimientos

Queremos dedicar este trabajo al Profesor Truyols, Don Jaime, por sus enseñanzas y el esfuerzo que siempre ha realizado en el acercamiento al aspecto humano de la Geología. Este trabajo forma parte del proyecto EUROPROBE Urales, de la Fundación Europea de las Ciencias. Ha sido financiado por la DGCYT (proyecto PB97-1141) y la Unión Europea, a través del programa TMR (Network Uro, ERBFMRXCT960009). Publicación número 278 de EUROPROBE.

Bibliografía

- Alekseev, A. A. (1984): *Riphean and Vendian magmatism in the southern Urals*, Nauka, Moscow, 136p. (en ruso).
- Astakhov, S. A. (1974): Main factors controlling the most recent tectonics in the Northern Urals. *Geotectonics*, 8: 318-322.
- Bastida, F., Aller, J., Puchkov, V. N., Juhlin, C. and Oslianski, A. (1997): A cross-section through the Zilair Nappe (southern Urals), *Tectonophysics*, 276: 253-264.
- Bea, F., Fershtater, G., Montero, P., Smirnov, V., and Zin'kova, E. (1997): Generation and evolution of subduction-related batholiths from the central Urals: constraints on the P-T history of the Uralian orogen. *Tectonophysics*, 276: 103-116.
- Beane, R. J., Liou, J. G., Coleman, R. G. and Leech, M. L. (1995): Petrology and retrograde P-T path for eclogites of the Maksyutov Complex, southern Ural Mountains, Russia. *Isl. Arc*, 4: 254-266.
- Beane, R. J., Liou, J. G., and Connelly, J. N. (1996): Evidence for Devonian eclogite-facies metamorphism in the Maksyutov Complex, southern Ural Mountains, Russia. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, 28: A-170.
- Berzin, R., Oncken, O., Knapp, J. H., Pérez-Estaún, A., Hismatulin, T., Yunusov, N. and Lipil'in, A. (1996): Orogenic evolution of the Ural Mountains: Results from an integrated seismic experiment. *Science*, 274: 220-221.
- Borisevich, D.V. (1992): Neotectonics of the Urals. *Geotectonics*, 26: 132-134.
- Brown, D., Puchkov, V., Alvarez-Marrón, J. and Pérez-Estaún, A. (1996): The structural architecture of the footwall to the Main Uralian fault, southern Urals, *Earth-Sci. Rev.*, 40: 125-147.
- Brown, D., Alvarez-Marrón, J. and Pérez-Estaún, A. (1997 a): Preservation of a subcritical wedge in the south Urals foreland thrust and fold belt. *Journal of the Geol. Soc., London*, 154: 593-596.
- Brown, D., Alvarez-Marrón, J., Pérez-Estaún, A., Gorozhanina, Y., Baryshev, V. and Puchkov, V. (1997 b): Geometric and kinematic evolution of the foreland thrust and fold belt in the southern Urals, *Tectonics*, 16: 551-562.
- Brown, D., Juhlin, C., Alvarez-Marrón, J., Pérez-Estaún, A., and Oslianski, A. (1998): Crustal-scale structure and evolution of an arc-continent collision zone in the southern Urals, Russia. *Tectonics*, 17: 158-171.

- Carbonell, R., Pérez-Estaún, A., Gallart, J., Díaz, J., Kashubin, S., Mechie, J., Stadlender, R., Schulze, A., Knapp, J. H. and Morozov, A. (1996): A crustal root beneath the Urals: Wide-angle seismic evidence, *Science*, 274, 222-224.
- Carbonell, R., Lecerf, D., Itzin, M., Gallart, J., and Brown, D. (1998): Mapping the Moho beneath the Southern Urals. *Geophys. Res. Lett.*, 25: 4229-4233.
- Chemenda, A., Matte, P. and Sokolov, V. (1997): A model of Paleozoic obduction and exhumation of high-pressure/low-temperature rocks in the Southern Urals, *Tectonophysics*, 276: 217-228.
- Chibrikova, Y. V. and Olli, V. (1991): The Lower Devonian of the Yuriuzan-Sylva area. in Paleontology and stratigraphy of the Devonian and Carboniferous of the Southern Urals. Inst. of Geol. Yearbook, Ufa, 4-14, (en ruso).
- Chuvashov, B. I., Chermynkh, V. A., Chernykh, V. V., Kipin, V. J., Molin, V. A., Ozhgibesov, V. P., and Sofronitsky, P. A. (1993): *The Permian System: Guides to Geological Excursions in the Uralian Type Localities. Part 2 - Southern Urals*. Occasional Publications ESRI, New Series, 10.
- Dewey, J. F. (1988): Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7: 1123-1139.
- Diaconescu, C. C., Knapp, J. H., Brown, L. D., Steer, D. N. and Stillier, M. (1998): Precambrian Moho offset and tectonic stability of the East European platform from the URSEIS deep seismic profile. *Geology*, 26: 211-214.
- Dobretsov, N. L. (1991): Blueschists and eclogites: A possible plate tectonic mechanism for their emplacement from the upper mantle, *Tectonophysics*, 186, 253-268.
- Dobretsov, N. L., Sobolev, V. S., Sobolev, N. V., and Khlestov, V. V. (1974): *The Facies of Regional Metamorphism at High Pressure*. Moscow, 328 pp. (English translation by D.A. Brown, 1975, ANU Press, Canberra).
- Dobretsov, N. L., and Dobretsova, L. V. (1988): New data on mineralogy of Maksutovo glaucophane-eclogite complex (South Urals), *Dopov. Akad. Nauk. Ukr. RSR Ser. B Geol. Khim. Biol. Nauk.*, 300 pp.
- Dobretsov, N. L., Shatsky, V. S., Coleman, R. G., Lennykh, V. I., Valizer, P. M., Liou, J., Zhang, R. and Beane, R. J. (1996): Tectonic setting and petrology of ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Maksutov complex, Ural Mountains, Russia. *Int. Geol. Rev.*, 38: 136-160.
- Echtler, H. P., Stillier, M., Steinhoff, F., Krawczyk, C. M., Suleimanov, A., Spiridonov, V., Knapp, J., Menshikov, Y., Alvarez-Marrón, J. and Yunusov, N. (1996): Preserved collisional crustal architecture of the southern Urals - Vibroseis CMP-profiling, *Science*, 274: 224-226.
- Echtler, H. P., Ivanov, K. S., Ronkin, Y. L., Karsten, L. A., Hetzel, R. and Noskov, A. G. (1997): The tectono-metamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals, Russia: A reappraisal, *Tectonophysics*, 276: 229-252.
- Echtler, H. P. and Hetzel, R. (1997): Main Uralian Thrust and Main Uralian Normal Fault: non-extensional Palaeozoic high-P rock exhumation, oblique collision, and normal faulting in the Southern Urals. *Terra Nova*, 9: 158-162.
- Einor, O. L., Sinitsyn, I. I., Kochetkova, N. M., Kamal'etdinov, M. A. and Popov, V. M., (1984): *Guidebook for the South Urals, Excursion 047, "Upper Paleozoic of Southern Urals"*. 27th Geol. Congress, USSR, Moscow, Nauka, 135 p.
- Edwards, R. L., and Wassenburg, G. J. (1985): The age and emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm-Nd and Rb-Sr systematics, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 72: 389-404.
- Fershtater, G. B. and Borodina, N. S. (1975): *Petrology of Magmatic Granitoids: The Urals Example*. Nauka, Moscow, 287 pp.
- Fershtater, G. B., and Bea, F. (1996): Geochemical typification of the Ural ophiolites. *Geochemistry*, 3: 195-218.
- Fershtater, G. B., Montero, P., Borodina, N. S., Pushkarev, E. V., Smirnov, V. N. and Bea, F. (1997): Uralian magmatism: an overview. *Tectonophysics*, 276: 87-102.
- Hetzel, R., Echtler, H. P., Seifert, W., Schulte, B. A. and Ivanov, K. S. (1998): Subduction and exhumation-related fabrics in the Paleozoic high-pressure/low-temperature Maksutov Complex, Antingan area, Southern Urals, Russia, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 110: 916-930.
- Ivanov, S. N., Perfiliev, A. S., Efimov, A. A., Smirnov, G. A., Necheukhin, V. M. and Fershtater, G. B. (1975): Fundamental features in the structure and evolution of the Urals, *Am. J. Sci.*, 275: 107-130.
- Ivanov, K. S., Puchkov, V. N., Nasedkina, V. A. and Pelevin, I. A. (1989): First results on revised stratigraphy of Polyakovka Formation based on conodonts. In: *Ezhegodnik-88. Inst. Geol Geochim. Uralian Dept.*, Russian Acad. Sc., Sverdlovsk, 11-12 (en ruso).
- Ivanov, K. S., Ivanov, S. N. and Ronkin, Y. L. (1995 a): On some problems of the study of orogenic granite magmatism of the Urals. In: *Yearbook-1994. Inst. Geol Geochim. Uralian Dept.*, Russian Acad. Sc., Sverdlovsk, 171 pp. (en ruso).
- Ivanov, K. S., and others (1995 b): *EUROPROBE Guide-Book South Urals*. Russian Acad. Sc., Ural Branch, Ekaterinburg, 115 pp.
- Kamal'etdinov, M. A. (1974): *The nappe structures of the Urals*, Nauka, Moscow, 228 pp. (en ruso).
- Keller, B. M. (1949): *The Paleozoic flysch formation in the Zilair synclinorium of the Southern Urals and comparable complexes*, Moscow, 165 pp., Tr. Inst. of Geol., 165 pp. (en ruso).
- Keller, B. M. and Chumakov, N. M. Eds. (1983): *The Stratotype of the Rhiphean. Stratigraphy, Geochronology*. Trudy Geologicheskogo Intitute AN SSSR, Nauka, Moscow, 337 pp. (en ruso).
- Knapp, J. H., Steer, D. N., Brown, L. D., Berzin, R., Suleimanov, A., Stillier, M., Lüschen, E., Brown, D., Bulgakov, R. and Rybalka, A. V. (1996): A lithosphere-scale image of the Southern Urals from explosion-source seismic reflection profiling in URSEIS '95, *Science*, 274: 226-228.
- Korinevskiy, V. G. (1988): A very important Episode in the Tectonic History of the Southern Urals. *Geotectonics*, 22: 119-131.
- Koslov, V. I., Sinitsyna, Z. A., Kulagina, E. I., Pazukhin, V. N., Puchkov, V. N., Kochetkova, N. M., Abramova, A. N., Klimentov, T. V. and Sergeeva, N. D. (1995): *Guidebook of excursion for the Paleozoic and Upper Precambrian sections of the Western slope of the Southern Urals and Pre-uralian regions*. Ufa Scientific Centre, Geological Institute, 165 pp.
- Kulagina, Y. N., and Pazukhin, V. N. (1986): On the biostratigraphy of the Serpukhovian deposits of the Zilair megasyntinorium, in *The Precambrian and Palaeozoic of the Southern Urals*, Inst. of Geol., Ufa, Russia, pp. 70-79 (en ruso).
- Kuz'min, M. I., and Kabanova, L. Ya. (1991): Boninite series of the Southern Urals: geologic and petrographic description, compositional peculiarities and problem of origin. Nauka, Miass: 156-173. (en ruso).
- Lennykh, V. I., Valiser, P. M., Beane, R., Leech, M. and Ernst, W. G. (1995): Petrotectonic evolution of the Maksutov complex, southern Ural Mountains, Russia: Implications for ultrahigh-pressure metamorphism, *Int. Geol. Rev.*, 37: 584-600.
- Maslov, V. A., (1980): *Devonian of the Eastern slope of the southern Urals*, Nauka, Moscow, 223 p. (en ruso).
- Maslov, V. A. and Abramova, A. N. (1983): The standard sections of the Middle Devonian of the latitudinal reaches of the Belaya river (the western slope of the Southern Urals). Bashkirian Branch of the USSR Ac.Sci., Yearbook, Ufa, 27 p. (en ruso).
- Matte, P., Maluski, H., Caby, R., Nicolas, A., Kepezhinskias, P. and Sobolev, S. (1993): Geodynamic model and ³⁹Ar/⁴⁰Ar dating for the generation and emplacement of the high pressure (HP) metamorphic rocks in SW Urals, *C.R. Acad. Sci. Ser. II*, 317: 1667-1674.
- Montero, P., Bea, F., Gerdes, A., Fershtater, G., Shardakova, G. & Zhinkova, E. (1998): Single-Zircon Stepwise Evaporation 207Pb/206Pb and Rb-Sr Dating of Major Uralian Batholiths. Constraints on the Timing of Deformation and Granite Generation. Comunicación presentada a "6th Zonenshain Conference on Plate Tectonics", Moscú.
- Nalivkin, D. V. (1973), *Geology of the USSR*. Traslated and edited by Rast, N., 855 pp.
- Nelson, K. D. (1991): A unified view of craton evolution motivated by recent deep seismic reflection and refraction results. *Geophys. J. Int.*, 105: 25-35.
- Pérez-Estaún, A., Alvarez-Marrón, J., Brown, D., Puchkov, V., Gorozhanina, Y., and Baryshev, V. (1997): Along-strike structural variations in the foreland thrust and fold belt of the southern Urals, *Tectonophysics*, 276: 265-280.
- Pérez-Estaún, A. and Brown, D. (1997): Uralides: A key to understanding collisional orogenesis. In: Gee, G.G. and Zeyen, H.J. (eds.). *EUROPROBE 1966 - Lithosphere Dynamics: Origin and Evolution of Continents*. Published by European Science Foundation. 28-39.
- Perfiliev, A. S. (1979): *On the formation of the earth's crust of the Uralian eugeosyncline*. Trudy Geol. Inst. AN SSSR, 328 pp (en ruso).
- Piwowar, T. P. (1997): *Long-wavelength Neogene flexural uplift of the Southern Urals and Central Eurasia*. Msc. Thesis, Cornell University, 74 pp.

- Puchkov, V. N. (1979): Devonian conodont finds from the west slope of the Urals and their significance for the stratigraphy of the Paleozoic sections of the Lemva type. In: *Conodonts of the Urals and their Stratigraphic significance*, Sverdlovsk, Izd-vo Urk. Nauchn. Tsentra AN SSSR, 33-51 (en ruso).
- Puchkov, V. N. (1993): Paleooceanic structures of the Urals. *Geotektonika*, 2: 16-35 (en ruso).
- Puchkov, V. N. (1997): Structure and geodynamics of the Uralian orogen, in *Orogeny Through Time*, edited by J.P. Burg and M. Ford, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 121: 201-236.
- Rodionov, V. Y., and Radchenko, V. V. (1988): On the stratigraphy of the Paleozoic sediments of the eastern limb of the Zilair megasynclinalorium, in *The biostratigraphy of the Devonian and Carboniferous of the Urals* (in Russian), pp. 15-27, Bashkirian Sci. Cent., USSR Acad. of Sci., Ufa, Russia.
- Ronkin, Yu. (1989): Sr-isotopes as indicators of the evolution of Uralian magmatism. *Inst. of Geology and Geochemistry, Yearbook 1988, Sverdlovsk*, 107-109 (en ruso).
- Salikhov, D. N., and Mitrofanov, V. A. (1994): *Late Devonian-Low Carboniferous Intrusive Magmatism of the Magnitogorsk Syncline, South Urals*. Ufa Scientific Center Press, Ufa, 142 pp. (en ruso).
- Savelieva, G. N. (1987): *Gabbro-ultramafic complexes of ophiolites of the Urals and their analogues in the modern oceanic crust* (in Russian), 244 pp., Nauka, Moscow, Russia.
- Savelieva, G. N., Sharaskin, A. Y., Saveliev, A. A., Spadea, P., and Gaggero, L. (1997): Ophiolites of the Southern Uralides adjacent to the East European Continental Margin, *Tectonophysics*, 276: 117-138.
- Sengor, A. M. C. and Natal'in, B. A. (1996): Turcic-type orogeny and its role in the making of the continental crust. *Annu. Rev. Planet. Sci.*, 24: 263-337.
- Seravkin, I. B. (1986): Volcanism and Massive sulfide deposits of the South Urals. *Nauka, Moscu*, 268 pp. (en ruso).
- Seravkin, I. B., Kosarev, A. M. and Salikhov, D. N. (1992): *Volcanism of the southern Urals* (in Russian), 195 pp., Nauka, Moscow, Russia.
- Seward, D., Pérez-Estaún, A. and Puchkov, V. (1997): Preliminary fission-track results from the Southern Urals - Sterlitamak to Magnitogorsk, *Tectonophysics*, 276: 281-290.
- Skripiy, A. A., and Yunusov, N. K. (1989): Tension and Compression Structures in the Articulation Zone of the Southern Urals and the East European. *Geotectonics*, 23:515-522.
- Smirnov, G. A., Smirnova, T. A., and Klyuzhina, M. L. (1971): The Upper Frasnian olistostrome on the east slope of the southern Urals. In: *1970 Yearbook of the Institute of Geology and Geochemistry of the Ukrainian Scientific Center, USSR Acad. Sc. Sverdlovsk, Izd-vo AN SSSR*, 189-191 (en ruso).
- Spadea, P., Kabanova, L. Y. and Scarrow, J. H. (1998): Petrology, geochemistry, and geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magnitogorsk Zone, Southern Urals). *Ophioliti*, 23: 17-36.
- Steer, D. N., Knapp, J. H., Brown, L. D., Echter, H. P., Brown, D. L., and Berzin, R. (1998): Deep structure of the continental lithosphere in an unextended orogen: An explosive-source seismic reflection profile in the Urals (Urals Seismic Experiment and Integrated Studies (URSEIS 1995). *Tectonics*, 17: 143-157.
- Valizer, P. M. and Lennykh, V. I. (1988): *The amphiboles of the blueschists of the Urals*. Nauka, Moscow, 234 pp. (en ruso).
- Zakharov, O. A., and Puchkov, V. N. (1994): On the tectonic nature of the Maksutovo complex of the Ural-Tau zone, report, *Ufimian Sci. Cent., Russ. Acad. of Sci., Ufa, Russia*, 28 pp. (en ruso).
- Zonenshain, L. P., Kuzmin, M. I., and Natapov, L. M. (1990): Uralian Fold-belt, in *Geology of the USSR: A Plate-Tectonic Synthesis*, *Geodyn. Ser.*, vol. 21, edited by B.M. Page, pp. 27-54, AGU, Washington, D. C.