



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

INFORME GEOCRONOLOGICO DEL SOMOSIERRA ORIENTAL (SIERRA DE GUADARRAMA)

HOJAS MAGNA 1:50.000 DE RIAZA Y TAMAJON

432 459

Por

PABLO VALVERDE VAQUERO y GREG R. DUNNING

Centre for Earth Resources Research

Dept. of Earth Sciences

MEMORIAL UNIVERSITY OF NEWFOUNDLAND

St. John's, Nfld., A1B 3X5, CANADAD



INTRODUCCION

En comparación con otras zonas del Macizo Ibérico los datos geocronológicos existentes en el Guadarrama son muy limitados en su número y variables en su calidad. Antes de presentar los datos obtenidos durante la elaboración de la presente memoria es necesario discutir la validez de los datos anteriores ya que constituyen una pieza crítica para la correcta interpretación de la zona de estudio.

Hasta estos momentos sólo se dispone de edades Rb/Sr para los granitoides Hercínicos en la Sierra de Guadarrama. Estas edades han sido recopiladas por SERRANO - PINTO et al. (1987) y oscilan entre los 344 ± 8 Ma y 287 ± 5 Ma si bien la mayoría de edades se concentran entre 295 y 291 Ma. De estos granitos es el granito de La Cabrera el único próximo a la zona de estudio. Este granito es de gran importancia pues se emplaza postcolisionalmente (condiciones de la aureola de contacto de 1.5 - 2 kb y 600°C , BELLIDO, 1980), cortando rocas con distena de la zona de cizalla de Berzosa-Riaza y a los neisses del Dominio Occidental (hoja de Pradena). Por lo tanto el granito de La Cabrera además de sellar el contacto entre los Dominios Oriental y Occidental de Guadarrama, proporciona una edad mínima relativa para la deformación y metamorfismo Hercínicos. Las edades Rb/Sr para este granito son poco fiables y oscilan entre 310 ± 14 Ma y 287 ± 5 Ma (VIALETTE et al., 1981).

En cuanto a las rocas pre-Hercínicas las únicas dataciones disponibles son las de VIALETTE et al. (Rb-Sr roca total, 1986; 1987), WILDBERG et al. (U-Pb, 1989) y VALVERDE-VAQUERO et al. (U-Pb, 1995), siendo los únicos datos publicados los de VIALETTE et al. (1986) y WILDBERG et al. (1989). Los datos de VIALETTE et al. (1986) muestran varias isocronas bien definidas que surgieron edades entre 470 y 494 Ma para los neises glandulares y leuconeises del Guadarrama. WILDBERG et al. (1989) presentan varios análisis en rocas dentro de la zona de estudio y zonas adyacentes. Los resultados de estos análisis son líneas de discordia mal definidas que han sido trazadas empleando grandes fracciones de circón sin abrasión muy discordantes. Estos análisis indican la presencia de herencia y pérdida de Pb en las fracciones analizadas. En base a las intersecciones inferiores de estas discordias, estos autores atribuyen una edad de 540 ± 30 Ma para el neis de El Cardoso y una edad de 380 Ma para el metamorfismo barroviense de la zona (intersección inferior del neiss de Madarcos y del neis de Antoñita). Asimismo estos autores citan edades de monacita entre 300 y 280 Ma si bien no presentan datos para asesorar la calidad de estas edades. Estas monacitas son interpretadas como

contemporáneas con la fase de metamorfismo regional de LP/HT (M2). Sin embargo esta interpretación no es consistente con la edad del plutón de La Cabrera ni con la edad de enfriamiento K/Ar ($T_c = 250^\circ\text{C}$) de 311 ± 5 Ma en biotitas obtenidas por BISCHOFF (1973). Los datos de VALVERDE - VAQUERO et al. (1995 a) constituyen resultados preliminares del presente trabajo y parciales de la tesis de Ph.D. de VALVERDE en MUN.

TECNICAS ANALITICAS

A continuación se hace una descripción general de las técnicas analíticas y de reducción de datos empleadas en el presente trabajo.

Las muestras son trituradas empleando una prensa hidráulica, una trituradora de mandíbulas y un pulverizador. Antes y después de la trituración de cada muestra, las placas trituradoras y pulverizadoras son desmontadas y lijadas; posteriormente todo el equipo es limpiado con aire a presión y alcohol para evitar la contaminación entre muestras (cross-contamination). La muestra pulverizada es pasada por una paneadora mecánica de agua (Wilfley panning table) para realizar una primera separación de minerales ligeros y pesados. Esta paneadora se limpia antes de separar la muestra empleando IN HCl, agua y jabón y agua a presión. El equipo accesorio se limpia empleando agua y jabón, alcohol y aire a presión. La fracción de minerales magnéticos (magnetita y limaduras de hierro de las placas) de la fracción pesada se separa mediante un electroimán. Una primera separación granulométrica se realiza empleando una malla de 40 (la fracción fina es la que contiene los minerales de interés). Otras dos separaciones de minerales ligeros y pesados son realizadas empleando bromoformo y metileno de iodo methelyne iodide. Finalmente los distintos minerales pesados son separados magnéticamente empleando un separador magnético tipo Frantz. Esta separación produce diferentes fracciones de circón en base a sus propiedades magnéticas. Posteriormente, fracciones de circón y monacita (en este caso) son seleccionadas al microscopio para su análisis en base a sus características morfológicas, de tamaño y de calidad del cristal para asegurarse que los mejores cristales son empleados en el análisis. Para limitar los efectos de alteración y pérdida de Pb, las fracciones minerales una vez seleccionadas se abrasionan con aire siguiendo la técnica de MAY (1982) con el fin de eliminar la superficie externa de los cristales. La pureza de las fracciones de monacita ha sido asegurada mediante análisis cualitativos con un detector EDS (microsonda de MUN) de una fracción completa de cada muestra.

Tras la abrasión se realiza una segunda selección de los mejores cristales al microscopio. Todo el procedimiento que sigue a continuación tiene lugar en un laboratorio limpio con presión diferencial y dentro de campanas de aire filtrado y flujo laminar. Esta fracción se limpia posteriormente con 4N HNO₃, agua destilada y finalmente acetona (todos los líquidos empleados han sido doblemente destilados para reducir la cantidad de Pb en los mismos). Las fracciones de circón son pesadas y mezcladas dentro de cápsulas

de Teflon® con un trazador isotópico $^{205}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (KROGH Y PARRISH, 1987), HF y 8NHNO_3 para su disolución. La disolución se realiza dentro de bombas de acero colocadas en un horno a 210°C durante 5 días. Posteriormente se realiza química de intercambios iónicos empleando minicolumnas según una modificación del procedimiento de KROGH (1973) con el fin de separar U y Pb. Las fracciones de monazita son disueltas en cápsulas de Teflon® con 6.2 N HCl y el trazador $^{205}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. La química de intercambio iónico en el caso de las monacitas se realiza empleando HBr según la técnica de MANHES et al. (1978). Los exámenes de contaminación (blank tests) realizados durante el período de análisis indican que la contaminación (blancks) de la muestra debida al procedimiento es de 6 a 10 picogramos de Pb común y 1 picogramo de U en el caso de fracciones de circón y de 12 a 20 pg Pb y 1 pg U para las monacitas. La presencia de cantidades adicionales de Pb común en los análisis realizados se debe a la presencia de mínimas cantidades de Pb común en la estructura cristalina (monacita) y pequeñas inclusiones minerales en las cristales analizados (circón y monacita).

Las relaciones isotópicas entre los distintos isótopos de U y Pb son medidas mediante espectrometría de ionización térmica de masa TIMS. U y Pb se colocan junto con gel de sílice y H_3PO_4 en un filamento de renio (Re) previamente desgaseado. Las composiciones isotópicas de U y Pb han sido medidas en un espectrómetro multicolector de ionización térmica de masas MAT 262 en forma estática (static mode), ^{204}Pb es medido en el medidor axial (axial SEM/ion counter). En el caso de fracciones muy pequeñas las composiciones isotópicas de Pb han sido medidas en forma dinámica usando el SEM (secondary electron multiplier). El SEM es calibrado respecto a los colectores Faraday (faraday cups) antes y durante la realización de los análisis.

Las edades han sido calculadas a partir de las constantes de desintegración aceptadas (JAFHEY et al., 1971). Los errores en las relaciones isotópicas están calculados, mediante un programa sin publicar del ROM Royal Ontario Museum modificado en MUN por J. CONNELLY, a partir de la propagación de los errores de medida de las relaciones isotópicas, fraccionación isotópica, cantidad de contaminación de Pb (Pb blank) y la corrección de la relación de Pb inicial STACEY Y KRAMERS, 1979). Estos errores se incluyen con cada análisis. La regresión lineal está calculada mediante el procedimiento de DAVIS (1982). Los errores en las edades están estimados con una confianza del 95%.

Referencias :

Davis, D.W., 1982, Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 2141-2149.

Krogh, T.E., 1973. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations : Geochim, Cosmochim. Acta, V. 37, p.485-494.

Krogh, T.E., 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique: Geochim. Cosmochim. Acta v. 37 p.637-649.

Jaffey, A.H.; Flynn, K.F.; Glendenin, L.E.; Bentley, W.C. y Essling, A.M., 1971, Precisions measurement of half-lives and specific activities of ²³⁵U and ²³⁸U. Physical Review. Section C: Nuclear Physics, v. 4, p.1889-1906.

Manhés, G.; Minster, J.F. y Allégre, C.J., 1978, Comparative uranium-thorium, lead and rubidium-strontium study of the Saint-Severin amphoterite; consequences for early solar system chronology, Earth Planet, Sci. Lett., v. 39, p.14-24.

Parrish, R.R. and Krogh, T.E., 1987, Synthesis and purification of ²⁰⁵Pb for U-Pb geochronology; Chem, Geol., v. 66, 0.103-110.

Stacey, J.S. y Kramers, J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model; Earth Planet. Sci. Lett., v. 6, pp. 15-25.

EL NEIS DEL CARDOSO

(La muestra estudiada corresponde a la 9901 del mapa de muestras de Tamajón)

El neis de El Cardoso está afectado por una importante fábrica milonítica que oblitera el carácter primario de la roca y le confiere un aspecto de augen-neis. Sin embargo, puede observarse en las zonas menos cizalladas que la roca está compuesta de cristales de plagioclasa (An10) y feldespato fragmentados con un tamaño variable, fragmentos de microgranito, cuarzos azules subredondeados y una matriz cuarzo-micácea de grano fino. El tamaño de grano de los porfiroblastos y su abundancia disminuye hacia los bordes de la unidad cartográfica, presentando un contacto gradual con la secuencia sedimentaria infra (micaesquistos, psammitas y parafibrolitas) y suprayacente (micaesquistos, psammitas y metacuarcitas), si bien estos contactos están oscurecidos por la fuerte tectonización de la zona. Son frecuentes las intercalaciones de pequeños lentejones de micaesquistos y parafibrolitas dentro de esta unidad. Estas características sugieren que el neis de El Cardoso es una roca volcanoclástica, posiblemente un toba riolítica producto de un volcanismo explosivo.

Ocho fracciones de circón han sido analizadas. Estas fracciones, excepto las fracciones Z5 y Z6, están constituidas por agujas y prismas de circón (relación longitud/anchura de 1:10 a 1:5). Las agujas han sido seleccionadas con el fin de reducir al mínimo los efectos de herencia en la roca que indicaban los análisis de WILDBERG et al. (1989), ya que las agujas normalmente cristalizan en los estudios tardíos y no suelen nuclearse sobre cristales heredados.

La línea de discordia de esta muestra ha sido definida mediante las fracciones Z8, Z7, Z1 y Z2. La fracción Z8 tiene una discordia del 0,78%, lo cual la hace concordante teniendo en cuenta la elipse de error. De esta forma la intersección inferior de la línea de discordia queda asegurada a 480 ± 1.4 Ma (2 sigma error). Esta intersección inferior constituye la edad del protolito, 480 ± 2 Ma. Lo cual permite desestimar la edad preliminar de VALVERDE - VAQUERO et al. (1995 a) basada en una aparente línea de discordia a través de Z1, Z3 y Z4. La intersección superior a $2645 + 294/-232$ Ma indica la presencia de circones heredados Arcaico-Proterozoicos. Líneas de discordia trazadas entre la edad del protolito y las fracciones Z5 y Z6 sugieren la presencia de circones entre 2 y 2.6 Ga. Las fracciones Z3 y Z4 no han sido abrasionadas de ahí que debido a la pérdida de Pb por difusión se sitúen por debajo de la edad real de la roca en el diagrama

de concordia. Esta pérdida de Pb se debe al daño radiactivo causado en la estructura del circón por la desintegración del U y a la difusión a baja temperatura del Pb.

En conclusión, el neis de El Cardoso es una roca volcanoclástica extraída a 480 ± 2 Ma (Arenig). Por lo tanto la secuencia de azoica situada estratigráficamente entre esta roca y la Cuarcita Armoricana tiene una edad Arenig. Asimismo proporciona una edad mínima para la secuencia infrayacente de 480 Ma. La presencia de circones heredados entre 2.0 y 2.6 Ga sugieren que el neis de El Cardoso es una roca ácida producto de la fusión parcial de un basamento Proterozoico inferior.

MUESTRA HI-1 (Micaesquisto, transición Cld-St)

(La muestra estudiada corresponde a la 9902 del mapa de muestras de Tamajón)

Esta muestra ha sido recogida en la carretera al Puerto de la Hiruela en el punto en que corta a la isógrada de aparición de la estaurolita. La roca está constituida por $St + Gt + Bt \pm Cld + Ms + Qtz$. Los granates preservan una Si y están rodeados por una S2 regional de carácter extensional definida por $Bt + Ms + Qtz$. Las estaurolitas contienen una Si crenulada que representa diversos estadios de la transposición de una fábrica S1 y S2 y así mismo sus bordes, en muchos casos, crecen sobre S2. El cloritoride está preservado como relicto rodeado por la S2. La estaurolita es poiquiloblástica lo que sugiere un rápido crecimiento. La petrografía de esta muestra indica que la reacción Cld-ST ha tenido lugar; los granates no muestran corrosiones con lo cual aparentemente la estaurolita no ha crecido a expensas del granate. Esto sugiere una temperatura de pico térmico de 550° - 580° C (por debajo de 650° C, Tc mínima de la monacita; PARRISH, 1990) y que el pico térmico ha tenido lugar durante D2.

Dos fracciones de monacita han sido separadas y analizadas, M1 y M2. Ambas fracciones están formadas por monacitas euhedrales con formas de paralelogramos aplastados, lo cual sugiere que han crecido durante el metamorfismo hercínico. Estas dos fracciones se sitúan por encima y por debajo de la curva de concordia respectivamente. Esto es relativamente frecuente en monacitas lo que hace las edades $206\text{ Pb}/238\text{ U}$ y $207\text{ Pb}/235\text{ U}$ más fiables ya que son consistentes entre sí y están duplicadas. Por lo tanto la edad de crecimiento de las monacitas es $327 \pm 3\text{ Ma}$. Esto invalida la edad $206\text{ Pb}/207\text{ Pb}$ de VALVERDE - VAQUERO et al. (1995 a) que estaba basada en una sola fracción.

Las monacitas aparecen como inclusiones dentro de biotitas S2, por lo tanto esta edad representa estadios progradados del metamorfismo. La monacita suele crecer a partir de fosfatos blandos durante la transición Cld-St (SMITH y BARREIRO, 1990; KINGSBURY et al., 1993) con lo cual lo más probable es que D2 haya tenido lugar durante el crecimiento de las monacitas.

Referencias :

Kingsbury, J.A.; Miller, C.F.; Wooden, J.L. y Harrison, T.M., 1993. Monazite paragenesis and U-Pb systematics in rocks of the eastern Mojave Desert, California, USA; implications for thermochronometry: Chem. Geol. V. 110, pp. 147-167.

Smith, H.A. and Barreiro, B., 1990, Monazite U-Pb dating of staurolite grade metamorphism in pelitic schists : Contrib. Mineral. Petrol. V. 105, pp.602-615.

Parrish, R.R., 1990, U-Pb dating of monazite and its application to geological problems: Can. J. Earth Sci., v. 27, pp.1431-1450.

EL NEIS DE RIAZA

(Esta muestra corresponde a la 9901 del mapa de muestras de Riaza)

El neis de Riaza está afectado por una intensa fábrica milonítica. A pesar de la intensa milonitación es posible deducir su protolito como un granito con megacristales. La fuerte tectonización de la zona ha paralelizado sus contactos y borrado las relaciones intrusivas con la roca de caja, micaesquistos en la zona de la sillimanita.

Ocho fracciones de prismas y agujas de circón han sido analizadas. Las fracciones Z1, Z2, Z3, Z5 y Z8 han sido intensamente abastionadas. Esto ha permitido definir dos líneas de discordia independientes (línea Z1, Z2, Z3, Z4 y línea Z1, Z5, Z8) consistentes con los datos adquiridos. Según esta interpretación la **edad del protolito del neis de Riaza es de $468 \pm 16/-8$ Ma**, basada en la línea Z1-Z4. La línea de discordia Z1, Z5, Z8 sugiere la presencia de herencia Proterozoica inferior (2.6 Ga). El error asociado con la fracción Z1 permite otra interpretación alternativa según una hipotética línea de discordia Z4, Z3, Z2, Z5, Z1 con una intersección inferior a 290 Ma y una intersección superior a 494 Ma. Esta interpretación tiene grandes errores asociados y requería un resetting parcial de los circones a 290 Ma. Sin embargo los datos obtenidos en rocas de más alto grado de circones con una morfología, tamaño y contenido en U, Pb y Th similar no indican la presencia de resetting hercínico (VALVERDE VAQUERO, sin publicar). Por lo tanto esta segunda hipótesis aunque no desestimable es poco plausible y, en cualquier caso, confirma la edad ordovícica del neis de Riaza.

MUESTRA PI-1 (Micaesquisto con Gt-St)

(Esta muestra corresponde a la 9902 del mapa de muestras de Riaza)

Esta muestra ha sido recogida en la carretera a la estación invernal de la Pinilla en una posición estructural por encima del detachment del Cervunal. La roca está constituida por St + Gt + Bt + Ms + Qtz. Los granates contienen una Si, están parcialmente corroídos y rodeados por la S2 regional (Bt + Ms + Qtz). La estaurolita ha crecido en dos estadios, uno pre-D2 y otro sin-post-D2. Este último estadio está posiblemente relacionado con la reacción $Gt + Chl = St + Bt$ (570° - 610°C aprox.).

Dos fracciones de monacitas han sido separadas y analizadas, M1 y M2. Ambas fracciones están formadas por monacitas euédrales con formas de paralelogramos aplastados que han sido observadas como inclusiones en biotitas S2 y estaurolitas sin-post-D2. Ambas fracciones ha proporcionado una edad de crecimiento de $330 \pm 3 > Ma$ que representa estudios progradados del metamorfismo.

DISCUSION

Magmatismo pre-Varisco

La datación del neis de El Cardoso y del neis de Riaza presentadas en este informe, indican la existencia de un evento magmático durante el Ordovícico inferior en la zona de Somosierra. La edad del neis de El Cardoso es especialmente importante pues esta roca volcanoclástica constituye un nivel estratigráfico con una edad Arenig (480 ± 2 Ma), invalidando la edad previamente aceptada de 540 Ma (WILBERG et al., 1989). Hay que señalar que esta edad no contradice la estratigrafía de la zona y en especial, la supuesta edad Arenig de la cuarcita Ordovícica en el Guadarrama, ya que son los niveles de techo de esta cuarcita en la zona Cantábrica, los únicos que están bien controlados en base a graptolites (Arenig Superior) mientras que la base sólo contiene icnofosiles. Los niveles infrayacentes a la cuarcita, con abundantes rocas volcánicas, han sido considerados tradicionalmente como Tremadoc; sin embargo, dada la ausencia de fósiles fiables nunca se ha descartado que pudiesen ser Arenign (GARCIA - ALCALDE, com.per.). El neis de El Cardoso es contemporáneo con otros neises del Guadarrama occidental : vena aplítica en el neis de Buitrago (428 ± 8 Ma) y facies con megacristales del mismo neis que preliminarmente había sido datada como Precámbrica (VALVERDE VAQUERO et al., 1995 a; VALVERDE VAQUERO, sin publicar), lo que sugiere que el neis de El Cardoso es el equivalente extrusivo de los protolitos graníticos del neis de Buitrago. El neis de Riaza ($468 \pm 56/-8$ Ma), aunque ligeramente más joven, es contemporáneo dentro del error con estas rocas. Estos datos U/Pb son consistentes con los datos Rb/Sr de VIALETTE et al. (1987) y sugieren la presencia de un plutonismo de dimensiones batolíticas durante el Ordovícico inferior en el Guadarrama e invalidan la creencia previa de una edad Precámbrica para estos neises (MACAYA et al., 1991; AZOR et al., 1991; 1992). Las edades del neis de Riaza y del neis de El Cardoso tienen una gran importancia pues permiten establecer correlaciones a escala regional con rocas similares : ortoneis de Viana del Bollo (465 ± 10 Ma, U/Pb; LANCELOT et al., 1986) y el Olló de Sapo en la zona de Sanabria (Zamora) y en la zona de Hiendelaencina (Neis de Antoñita, 500 ± 26 Ma, Rb-Sr roca total; VIALETTE et al., 1987). Asimismo una vez invalidada la edad del neis de El Cardoso de WILBERG et al. (1989), la única edad Precámbrica que hay hasta el momento en la Zona Centro Ibérica es la del neis de Miranda do Douro (618 ± 9 Ma; LANCELOT et al., 1986).

Tradicionalmente se ha venido considerando que este magmatismo está relacionado con un hipotético rifting del margen de Gondwana durante el Paleozoico inferior (QUESADA, 1991) dado el carácter pasivo de la sedimentación Ordovícica y la falta de evidencia clara de compresión durante el Ordovícico inferior, siendo la discordancia Sárdica (Ordovícico inferior) interpretada como una disconformidad “break - up” relacionada con el supuesto rifting. Alternativamente se podría considerar la hipótesis de que este magmatismo estuviera relacionado con un arco magmático continental, lo que sería consistente con las aparentes dimensiones batolíticas de los protolitos graníticos, la escasez de intrusiones básicas y con un régimen localmente distensivo (TOBISCH et al., 1995). Hay que señalar que este magmatismo es contemporáneo con la orogenia Penobscot en el margen de Gondwana de los Appalaches (VALVERDE - VAQUERO et al., 1995 a) aunque la posible relación con este evento está aún por investigar. En cualquier caso, es claro que tiene lugar fusión parcial de una corteza de edad Arcaica-Proterozoica (2.0-2.6 Ga) y que en estos momentos se carece de suficientes datos geoquímicos (NAVIDAD et al., 1992; GEBAUER et al., 1993) para descifrar el significado tectónico de este magmatismo Ordovícico inferior.

Evolución Hercínica

La edad de crecimiento en monacitas obtenidas en este informe combinadas con datos petrográficos de relaciones fábrica-paragenesis metamórfica y otras edades de monacitas en micaesquistos con distena y en una vena aplítica de neis de Buitrago han permitido obtener un P-T-t-d path cualitativo para la zona de Somosierra. Las rocas en la zona de la estauroлита y la distena nunca han alcanzado la temperatura mínima de cierre de la monacita ($T_c > 650^\circ\text{C}$, PARRISH, 1990) y por lo tanto proporcionan unas edades de crecimiento entre 330-327 Ma que reflejan la parte progradada del P-T path o el pico térmico del metamorfismo barroviense. Evidencias microestructurales indican que el pico térmico coincide con el desarrollo de la zona de cizalla de Berzosa-Riaza, fase D2 de la presente memoria. Monacitas en el neis de Buitrago han proporcionado dos edades en función de su tamaño, 337 ± 3 Ma y 330 ± 2 Ma. Esta última edad es una edad de enfriamiento, la cual es consistente con una descompresión y enfriamiento del bloque inferior (Dominio Occidental de la presente memoria), mientras los niveles estructuralmente suprayacentes (Dominio Oriental), experimentan el pico térmico debido a la condensación de isogradas producidas durante la extensión. Esto sugiere que el evento extensional (D2) tiene lugar durante el pico térmico del metamorfismo regional entre 337-

327 Ma (Viseense tardío - Namuriense). La edad de enfriamiento, K-Ar en biotitas ($T_c \approx 300 \pm 50^\circ\text{C}$; HANES, 1991), de 311 ± 5 Ma obtenida por BISCHOFF (1973) en rocas del Dominio Oriental sugiere que éstas se encontraban en facies de los esquistos verdes en el Westfaliense superior. Estos datos indican que la zona de cizalla de Berzosa - Riaza se produjo durante un colapso extensional que coincide con el emplazamiento de los primeros cabalgamientos Hercínicos en el antepaís (Zona Cantábrica) (VALVERDE VAQUERO et al., 1995 b)..

Referencias :

Azor, A.; Bardaji, T.; Capote, R.; Casquet, C.; Centeno, J.D.; Escuder, J.; Fernández, P.; González Casado, J.M.; Martín Parra, L.M.; Merlo, A.; Navidad, M.; Olmo, A.; Peinado, M.; Pineda, A.; Sanz, M.A.; Vicente, G.; Villar Alonso, P. Y Villaseca, C., 1991. Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja N^o 458 (Pradena) del Mapa geológico nacional a escala 1:50.000. ITGE.

Azor, A.; Gonzalez Lodeiro, F.; Hacar Rodríguez, M.; Martín Parra, L.M.; Martinez Catalan, J.R. y Pérez Estaun, A., 1992. Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del Olló de Sapo : Gutiérrez Marco, J.; Saavedra, J. Y Rabano, I. Eds.: Paleozoico Inferior de Ibero-américa. Univ. Extremadura, pp. 469-483.

Bellido, F., 1980. Estudio del metamorfismo de contacto producido por la intrusión del plutón granítico de la Cabera (Sistema Español); *Est. Geol.* V. 36 pp. 85-92.

Bischoff, L.; Schäfer, G.; Schimidt, K. Y Walter, R., 1973. Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama: *Münster Forsch. Geol. Palaeontol.*, v. 27, pp. 1-27.

Gebauer, D., Martinez-García, E. Y Hepburn, J.C., 1993. Geodynamic significance, age and origin of the Olló de Sapo augengneiss (NW Iberian Massif, Spain); *GSA annual meeting, Boston, abstracts with programs*, v.25, n.6, p. A-342.

Hanes, J.A., 1991, K-Ar and Ar⁴⁰/Ar³⁹ geochronology : methods and applications: Heaman, L. Y Ludden, J.N., eds.; *M.A.C. short course handbook on the applications of radiogenic isotope systems to problems in geology*, pp. 27-57.

Macaya, J.; Gonzalez Lodeiro, F.; Martinez Catalan, J.R. y Alvarez, f., 1991. Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding of cover and basement in the Sierra de Guadarrama, Hercynian orogen of central Spain: *Tectonophysics*, v. 191, pp. 291-309.

Navidad, M.; Peinado, M. Y Casillas, R., 1992. *El magmatismo pre-hercínico del Centro Peninsular (Sistema Central Español)*; Gutierrez Marco, J.; Saavedra, j. Y Rabano, I. Eds.; *Paleozoico Inferior de Ibero-américa*. Univ. Extremadura, pp. 485-494.

Parrish, R.R., 1990, *U-Pb dating of monazite and its application to geological problems*; *Can. J. Earth Sci.*, v. 27, pp. 1431-1450.

Quesada, C., 1991, *Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of the tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif*; *Tectonophysics*, v. 185, pp. 225-245.

Serrano Pinto, M.; Casquete, C.; Ibarrola, E.; Corretgé, L.G. y Portugal Ferreira, M., 1987, *Síntese geocronológica dos granitoides do Maciço Hesperico*; en Bea, F.; Carnicero, A.; Gonzalo, J.C.; López Plaza, M. Y Rodríguez alonso, M.d., eds: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hesperico*, de. Rueda, pp. 69-86.

Tobisch, O.T.; Saleeby, J.B.; Renne,.; McNulty, B. Y Tong, W., 1995. *Variations in deformations fields during development of a large volume magmatic arc, Central Sierra Nevada, California*: *GSA Bull.*, v. 107, n.2, pp. 148-166.

VALVERDE VAQUERO (sin publicar). *Ph-D en realización*. Memorial University of Newfoundland. Terranova. Canada.

Valverde-Vaquero, P.; Hernaiz-Huerta, P.P.; Escuder-Vuiruete, J. Y Dunning, G.R., 1995 a. *Comparison of the Precambrian and Paleozoic evolution of the Sierra de Guadarrama (Central Iberian Zone, Spain) and the Gondwanan margin of the Newfoundland Appalachians (GMNA)*; *EUG 8 TERRa abstracts: Abstract supplement 1 to TERRa nova*. V.7, p.278.

VALVERDE VAQUERO, P.; DUNNING, G.; HERNAIZ HUERTA, P.P. y ESCUDER VIRUETE, J. (1995 b). *Early-Mid Carboniferous Variscan syn-collisional extension in The Central Iberian Zone (Iberian Massif, Central Spain): Time constraints from the Somosierra area of the Sierra de Guadalupe*. 1995 *British Tectonic Studies Group Meeting*. Cardiff. Abstracts.

Viallette, Y.; Bellido, F.; Fuster, J.M. e Ibarrola, E., 1981. *Données géochronologiques sur les granites de La Cabrera*. *Cuad. Geol. Iber.*, v.7, pp. 327-335.

Viallette, Y.; Casquet, C.; Fuster, J.M.; Ibarrola, E.; Navidad, M.; Peinado, M. Y Villaseca, C., 1986. *Orogenic granitic magmatism of pre-hercynian age in the Spanish Central System (S.C.S.)*; *Terra Cognita*, 6, 2, pp. 143.

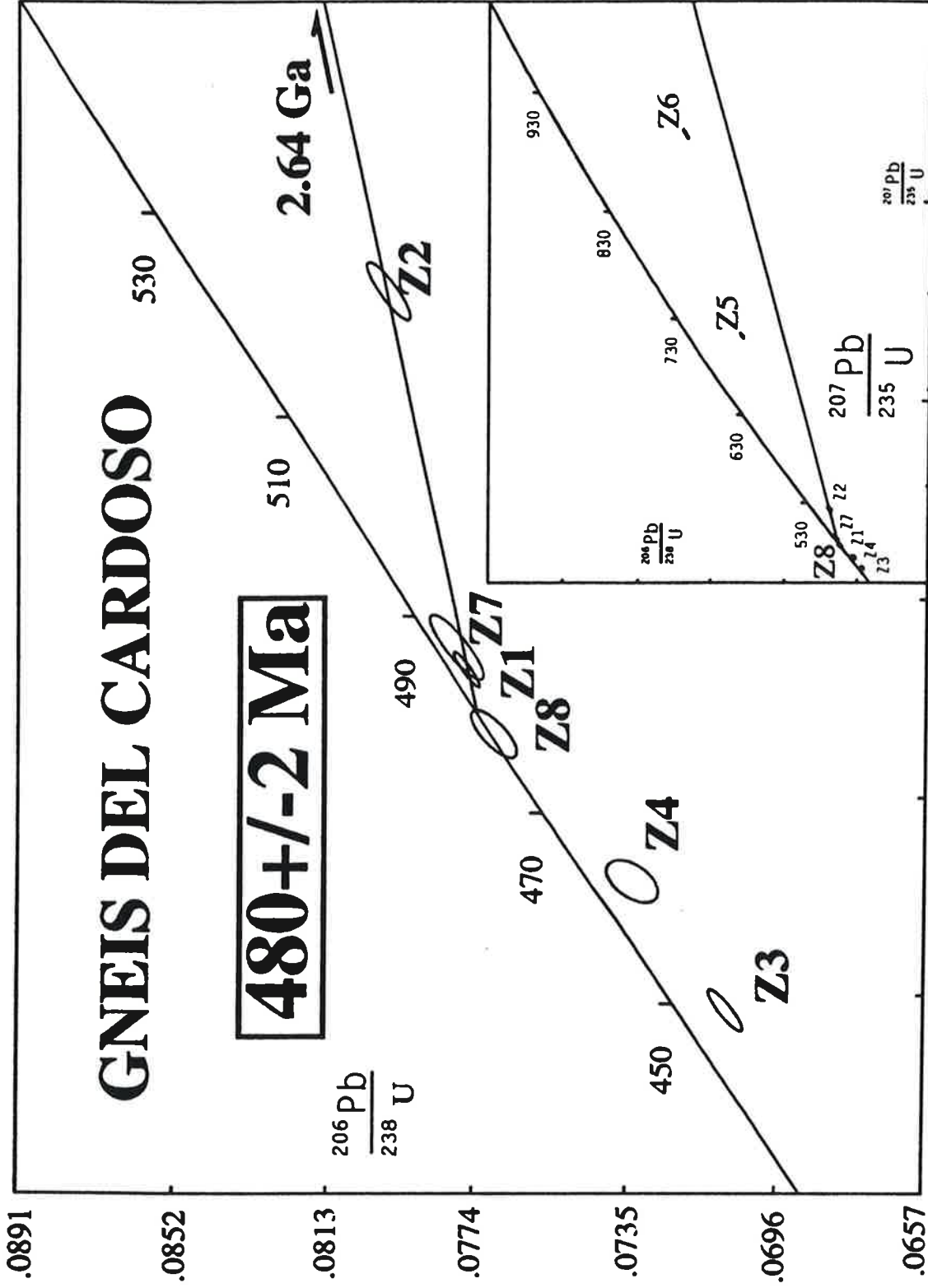
Viallette, Y.; Casquet, C.; Fuster, J.M.; Ibarrola, E.; Navidad, M.; Peinado, M. Y Villaseca, C., 1987. *Geochronological study of orthogneisses from the sierra de Guadarrama (Spanish Central System)*: *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh*, v. 10, pp. 465-479.

Wildberg, H.D.H.; Bischoff, L. Y Baumann, A., 1989. U-Pb ages of zircon from meta-igneous and metasedimentary rocks of the Sierra de Guadarrama; implications for the Central Iberian crustal evolution: Contrib. Mineral. Petrol. V. 103, pp. 253-262.

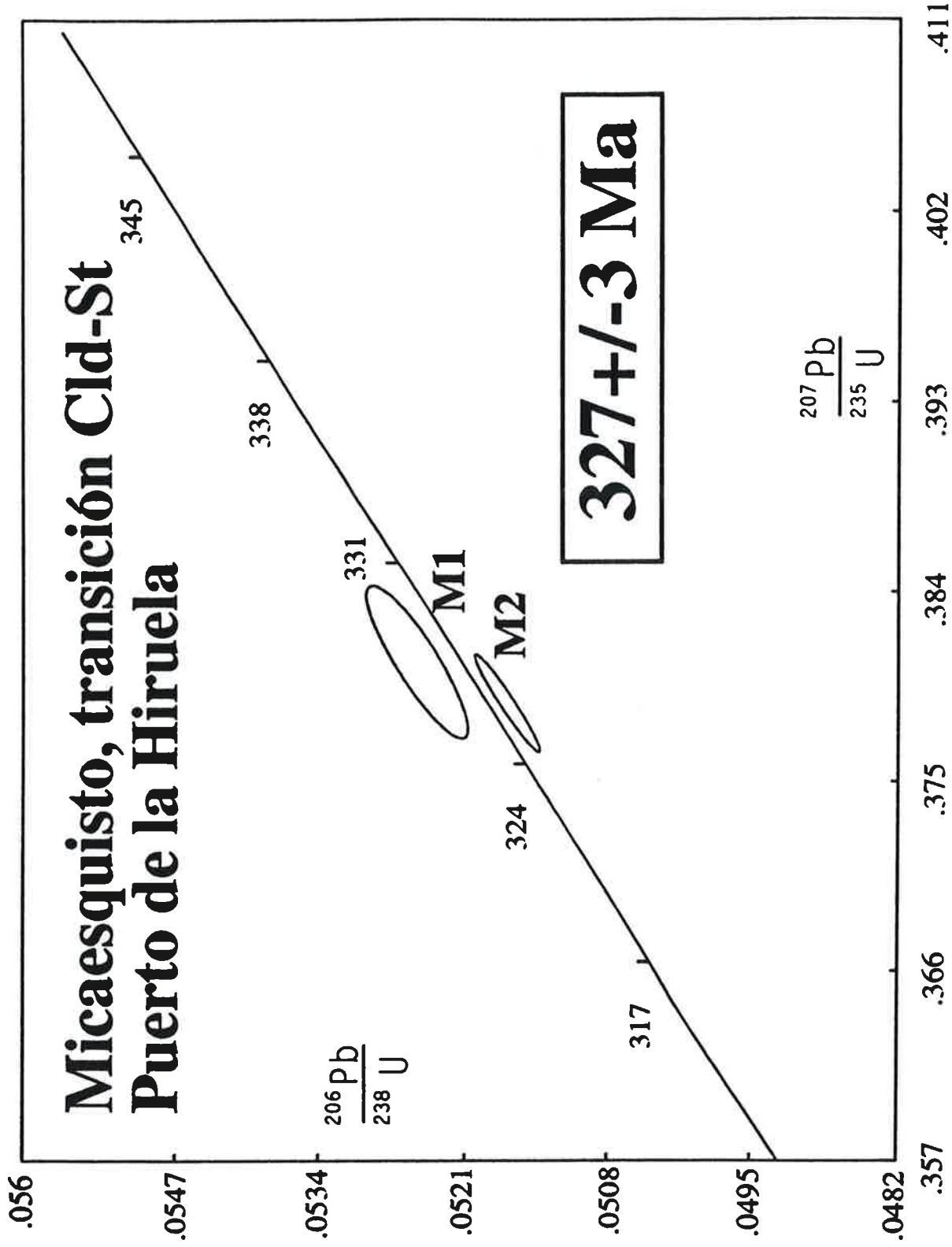
GNEIS DEL CARDOSO

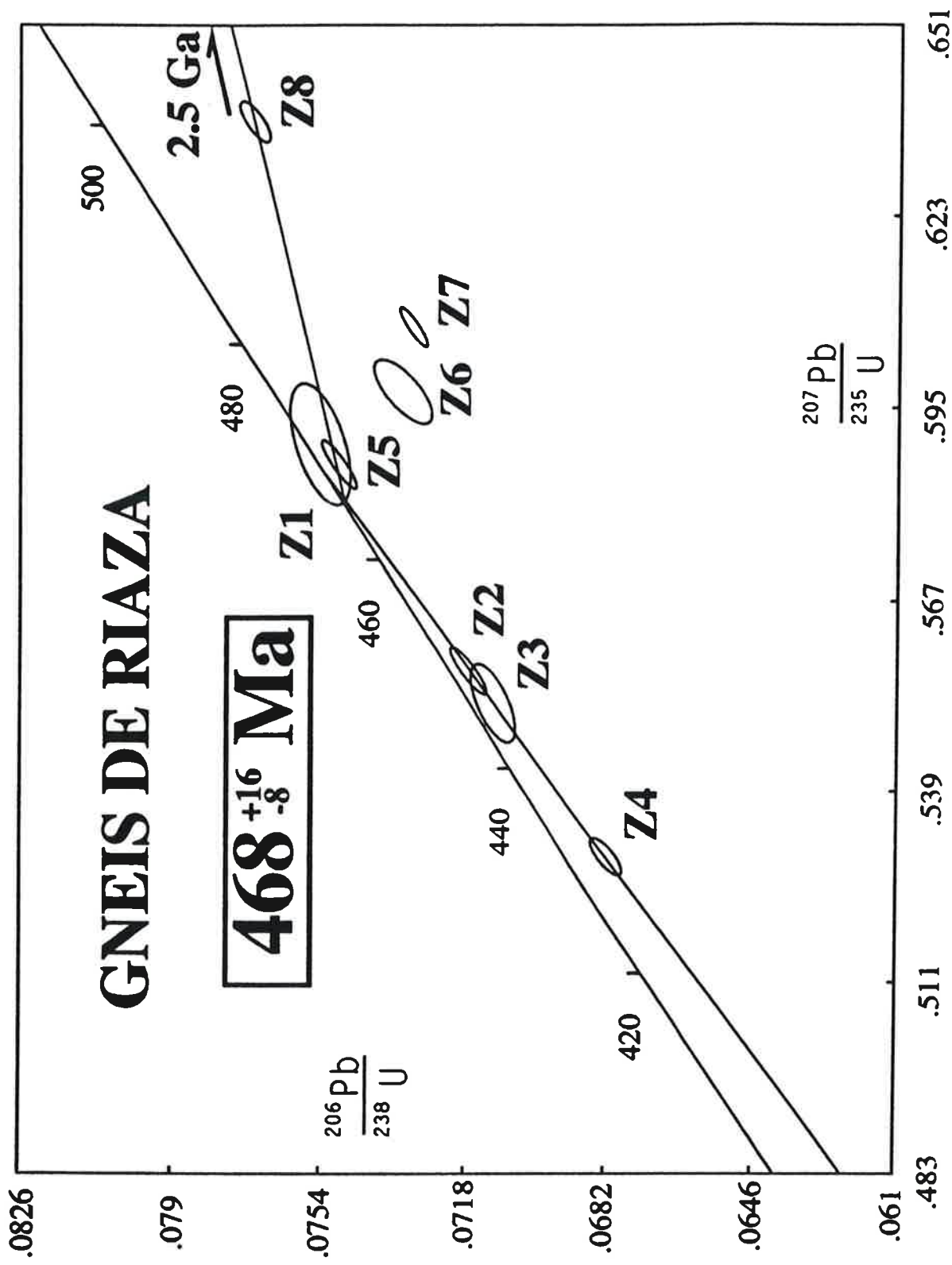
480 \pm 2 Ma

2.64 Ga

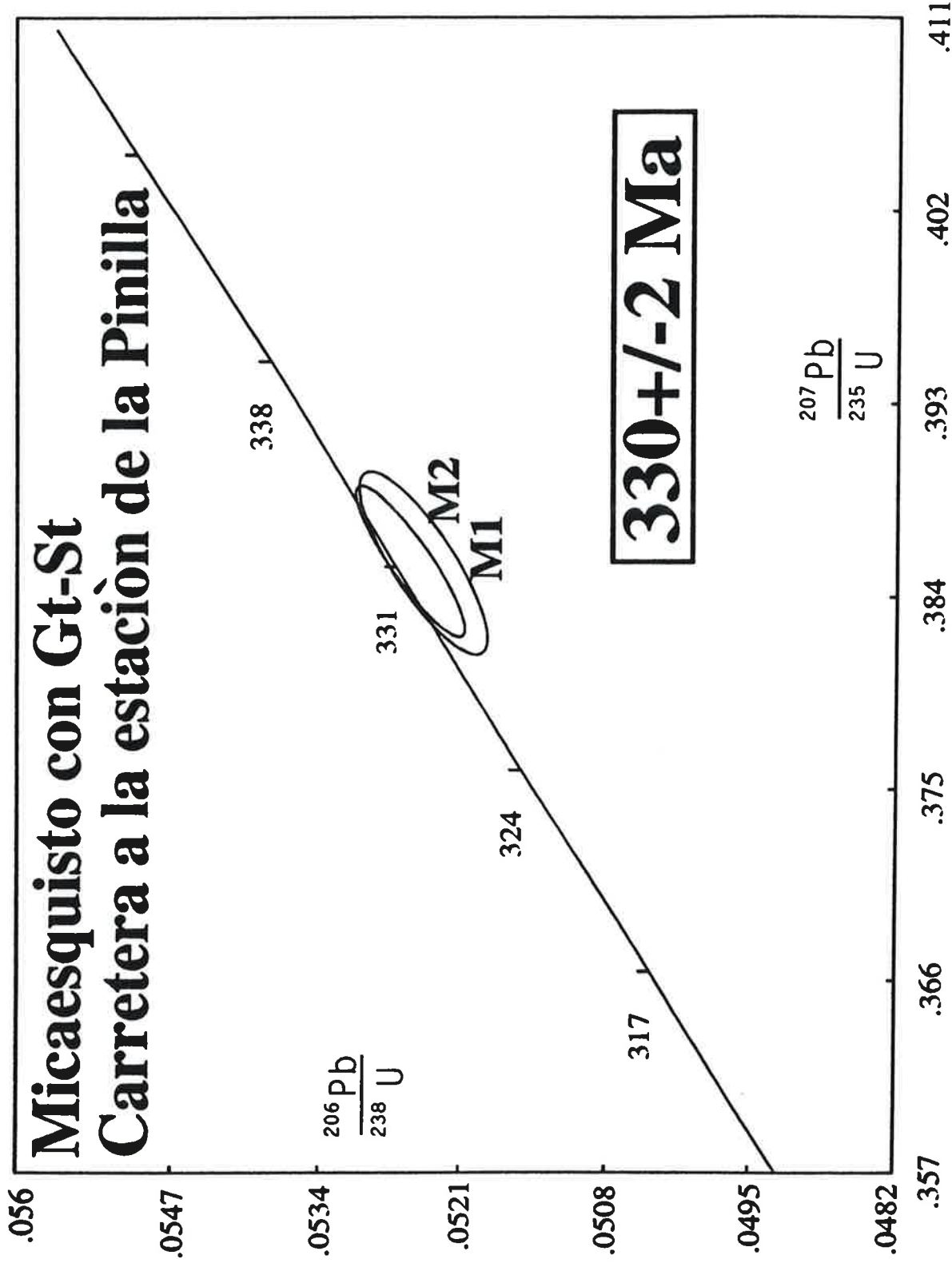


Micaesquisto, transición Cld-St Puerto de la Hiruela





Micaesquisto con Gt-St Carretera a la estación de la Pinilla



Gneis de Riaza
 468^{+16}_{-8} Ma

Riaza

Monacita
 330 ± 2 Ma

Sinclinal de
Majalrayo

**Gneis del
Cardoso**
 480 ± 2 Ma

Anticlinal de
Galbe de Sobre

Sill

Sill
+
Ky
±
St

St. Antiforme
del Cardoso
Cld

Monacita
 327 ± 3 Ma

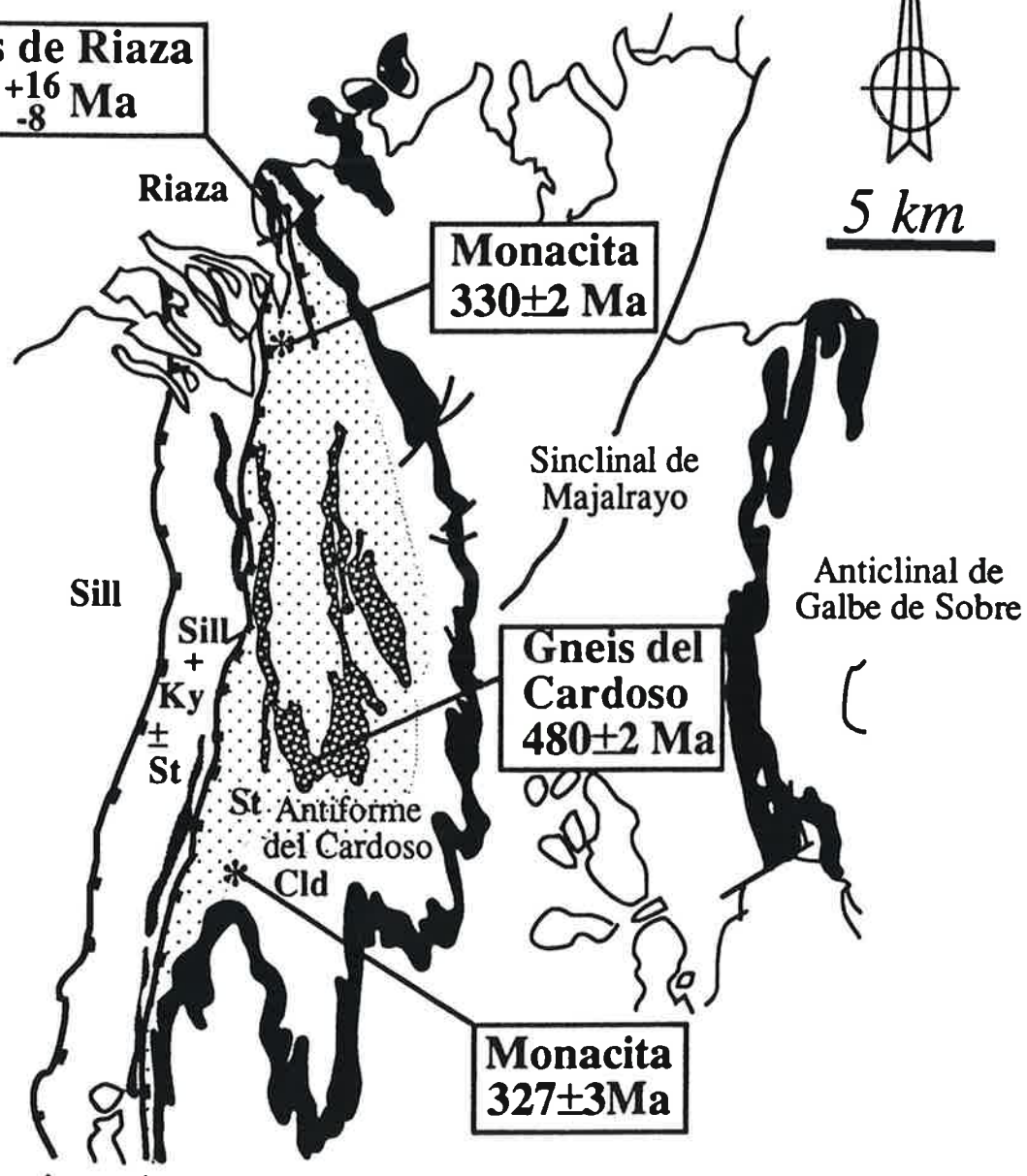
**Detachment
de Montejo**

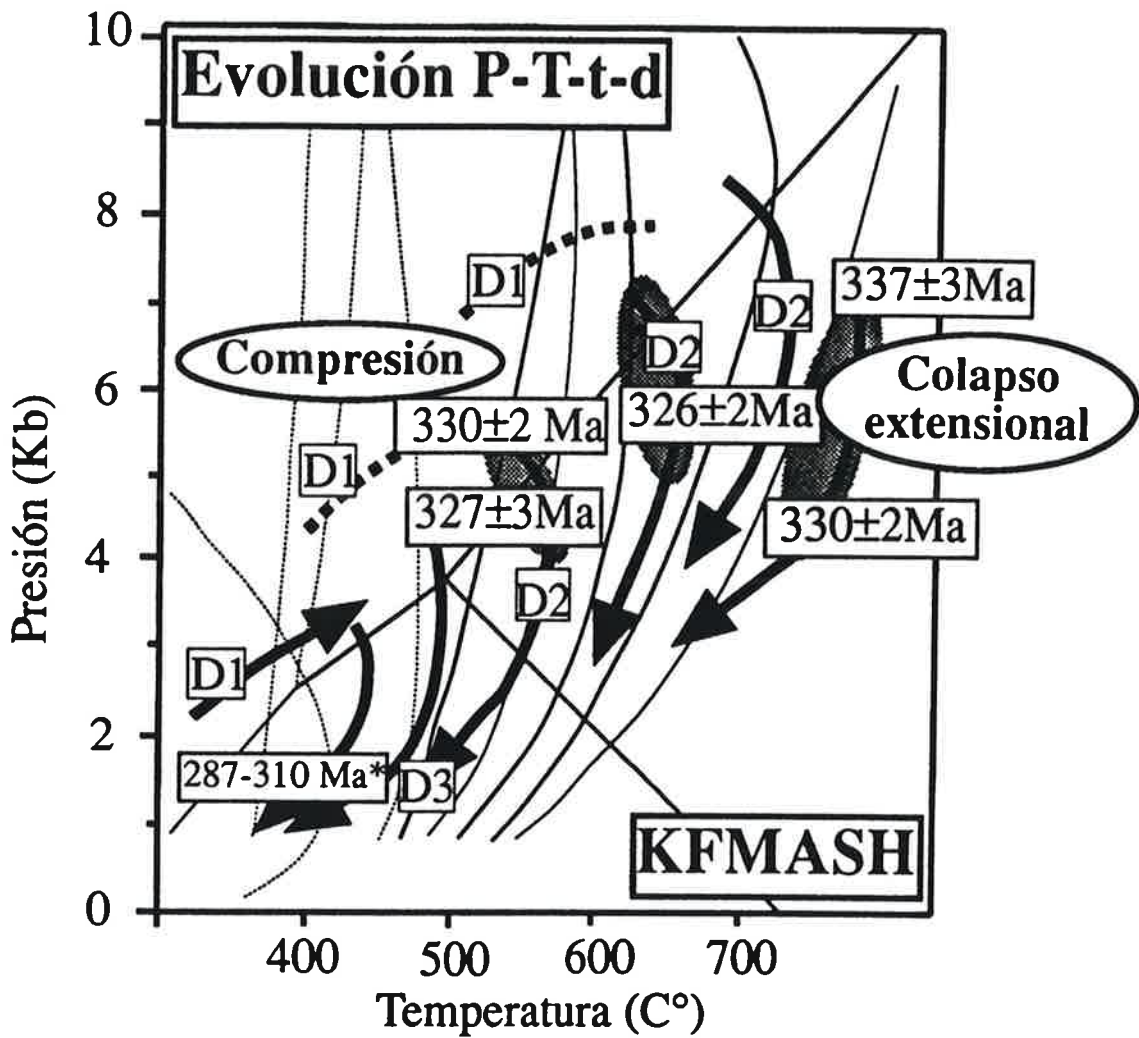
**Detachment
del Cervunal**

N



5 km





P-T-t-d paths cualitativos para la zona de estudio. Las trayectorias P-T-d están basadas en relaciones fabrica - desarrollo de paragenesis metamórficas.

* Plutón de la Cabrera (Rb-Sr, Serrano Pinto et al., 1987)

TABLA 1

Fracción	Concentración		Medida		Relaciones Atómicas Corregidas				Edad (Ma)							
	Peso (mg)	U Pb rad total (ppm)	206Pb 208Pb 206Pb	204Pb 206Pb 238U	207Pb	207Pb	206Pb	207Pb	206Pb	207Pb						
Z1 - 200 Clr. eu. ndl.AB	0.129	371	28.3	37	6326	0.0835	0.07772	28	0.6126	24	0.05716	8	483	485	498	
Z2 - 200 Clr. eu.ndl apr.ABO	0.059	474	36.8	26	5353	0.0695	0.07984	48	0.6736	38	0.6119	18	495	523	646	
Z3 - 200 Clr. eu ndl. NAB	0.032	324	22.2	12	3862	0.0681	0.07100	36	0.5572	28	0.05691	14	442	450	488	
Z4 - 200 Clr.eu.ndl.NAB	0.056	285	20.4	30	2503	0.0791	0.7346	54	0.5782	28	0.05709	36	457	463	495	
Z5 Clr.st.byp.pr.AB	0.072	304	31.8	41	3457	0.1101	0.10305	36	1.0191	38	0.07172	10	632	713	978	
Z6 Clr.st.byp.pr.AB	0.071	265	32.4	46	3035	0.1197	0.11791	62	1.4179	74	0.08722	14	718	896	1365	
Z7 - 200 Clr.eu.ndl.AB	0.024	327	24.9	12	3322	0.0779	0.07799	58	0.6159	42	0.05727	20	484	487	502	
Z8 - 200 Clr.eu.ndl.AB	0.042	411	31.0	12	7057	0.0811	0.07700	50	0.6021	32	0.05671	24	478	479	480	
Neis de El Cardoso																
Micaesquisto (Puerto de la Hiruela), transición Cld-St																
M1	200 pl.y.eu.mon.NAB	0.047	3526	794.8	214	2533	3.9728	0.05180	24	0.3794	18	0.05311	6	325	326	334
M2	200 pl.y.eu.mon.AB	0.005	6984	1305.7	66	1773	3.0544	0.05261	36	0.3812	30	0.05256	20	330	328	310

1. Ndl.. = Aguja (1:10 a 1:7, relación anchura/longitud), pr = prismas (1:5 a 1:3); st = achatados (1:2), byp = bipiramidal; clr = transparente; eu = euahedral, - 200 = malla de - 200, pl = aplanado; y = amarillo, mon = monacita; AB = abrasión por aire; NAB = sin abrasión
2. Error en el peso de la muestra +/- 0,0006 mg. (2 sigma)
3. La medida de la relación 206Pb/204Pb ha sido corregida en base a la fraccionación y el Pb común en el trazador.
4. Relaciones atómicas han sido corregidas en base a la fraccionación y el trazado, 12 pg Pb de contaminación durante el procedimiento (25 pg de monacita), Pb común inicial (STACEY y KRAMERS, 1975) y 1 pg U de contaminación

TABLA 2

Fracción	Concentración			Medida			Relaciones Atómicas Corregidas				Edad (Ma)			
	Peso (mg)	U (ppm)	Pb rad común total (pg)	206Pb	208Pb	206Pb	207Pb	207Pb	206Pb	207Pb	206Pb	207Pb	206Pb	207Pb
Z1 - 200 Clr. eu. ndl.AB	0.007	404	29.0	1189	0.0505	0.07541	60	0.5898	72	0.05673	58	469	471	481
Z2 - 200 Clr. eu. ndl apr.ABO	0.045	456	31.5	7613	0.0505	0.07171	38	0.5567	28	0.05631	14	446	449	465
Z3 - 200 Clr. eu ndl. NAB	0.013	558	37.5	582	0.0431	0.07107	48	0.5520	48	0.05633	36	443	446	465
Z4 - 200 Clr-eu.ndl.NAB	0.028	393	25.3	4246	0.0438	0.06829	32	0.5299	22	0.05628	16	426	432	464
Z5 - 200 Clr.st.byp.pr.AB	0.027	463	33.2	1697	0.0557	0.07506	34	0.5875	28	0.05677	12	467	469	483
Z6 - 200 Clr.st.byp.pr.AB	0.015	405	28.8	2125	0.0635	0.07349	58	0.5978	38	0.05900	32	457	476	567
Z7 - 100 Clr.eu.ndl.AB	0.060	543	37.7	4411	0.0449	0.07312	28	0.6068	24	0.06019	10	455	482	610
Z8 200 Clr.eu.ndl.AB	0.056	332	24.4	2517	0.0491	0.07710	30	0.6377	24	0.05998	16	479	501	603
Neis de Riaza														
M1 200 pl.y.eu.mon.NAB	0.005	3901	894.7	69	1003	3.9995	48	0.3856	36	0.05333	28	329	321	343
M2 200 pl.y.eu.mon.AB	0.014	3269	709.2	107	1433	3.7154	42	0.3857	30	0.05322	18	330	331	338
Micaesquisto con Gr-St (carretera a la Estación de La Pinilla)														

1. Ndl.. = Agujas (1:10 a 1:7, relación anchura/longitud), pr = prismas (1:5 a 1:3); st = achatados (1:2), byp = bipyramidal; clr = transparente; eu = euédral, - 200 = malla de - 200, pl = aplanado; y = amarillo, mon = monacita; AB = abrasión por aire; NAB = sin abrasión
2. Error en el peso de la muestra +/- 0,0006 mg. (2 sigma)
3. La medida de la relación 206Pb/204Pb ha sido corregida en base a la fraccionación y el Pb común en el trazador.
4. Relaciones atómicas han sido corregidas en base a la fraccionación y el trazado, 12 pg Pb de contaminación durante el procedimiento (25 pg de monacita), Pb común inicial (STACEY y KRAMERS, 1975) y 1 pg U de contaminación