

Santiago, 8 - 12 Agosto de 1988

Departamento de Geología y Geofísica
Universidad de Chile



LOS GRANITOIDES DE LA SIERRA DE PAGANZO, LA RIOJA,
ARGENTINA.

Alberto E. Saal

Instituto Superior de Correlación Geológica - UNT -
CONICET - Miguel Lillo 205 - 4000 S. M. de Tucumán -
República Argentina.

RESUMEN

En la Sierra de Paganzo afloran tres tipos principales de rocas granitoides: Monzogranitos, Granodioritas y Tonalitas. En ellos se encuentran intrusivos sinplutónicos gabro-dioríticos y enclaves ígneos cuya composición grada de dioríticos a tonalíticos, variando en cantidad, forma, tamaño, e índice de color. Todas las variedades de granitoides están cortadas por filones aplíticos y pegmatíticos.

Las evidencias de campo, petrográficas y químicas de elementos mayoritarios observadas, sugieren que tanto el

origen de las variaciones composicionales de las rocas del área, como también la naturaleza de sus intrusiones y enclaves, se habrían producido por una mezcla incompleta entre un magma máfico y uno félsico.

INTRODUCCION

La Sierra de Paganzo se encuentra ubicada en el Departamento Independencia, Provincia de La Rioja. Forma parte de las estribaciones australes de la Sierra de Sañogasta, perteneciente al Sistema de Famatina. Se extendiendo entre los $29^{\circ} 15'$ - $30^{\circ} 13'$ de Latitud Sur y los $67^{\circ} 16'$ - $67^{\circ} 23'$ de Longitud Oeste, con un rumbo aproximado NNW-SSE, abarcando un área de 400 Km^2 . La extensión de esta sierra fué definida por Bodenbender (1911), quien manifiesta que comienza en "El Potrero Seco de Catinzaco y despues de elevarse hasta serca de 2000 mts. cae rapidamente hacia el Puesto Paganzo", separada de la Sierra de Vilgo y del Velasco por áreas tectonizadas.

Son muy escasos los trabajos realizados sobre el basamento de la Sierra de Paganzo. De Alba (1972-1979) y Fidalgo (1963-1968) ubican a la misma como perteneciente a las Sierras Pampeanas, formando parte del límite meridional del Sistema del Famatina. Segun estos autores estaría constituida por migmatitas, granitos migmáticos y cataclásticos, que se relacionan con la cubierta sedimentaria (Estratos de Paganzo) mediante falla o discordancia.

Respecto a las edades del basamento granítico, se consideran inciertas por la falta de fechados radiométricos. En función de sus relaciones estratigráficas, la edad fué estimada Precámbrica por Turner (1960a) y Post-Ordovícica a Pre-Carbónica por Fidalgo (1963-1968) y De Alba (1972-1979).

El objeto de este trabajo es dar a conocer la petrografía y relaciones de campo existentes entre los distintos tipos de granitoides, sus enclaves y diques sinplutónicos, como así también las composiciones químicas representadas por elementos mayoritarios; y en función de estos datos discutir la posible evolución de los mismos.

GEOLOGIA

En la Sierra de Paganzo afloran 3 tipos principales de granitoides: Monzogranitos, que varían de biotítico a

muscovítico-biotítico, Granodioritas y Tonalitas biotíticas a hornblendo-biotíticas (fig 1) . Los contactos entre ellos se consideran transicionales, distinguiéndose a veces una mezcla física entre los distintos tipos de rocas.

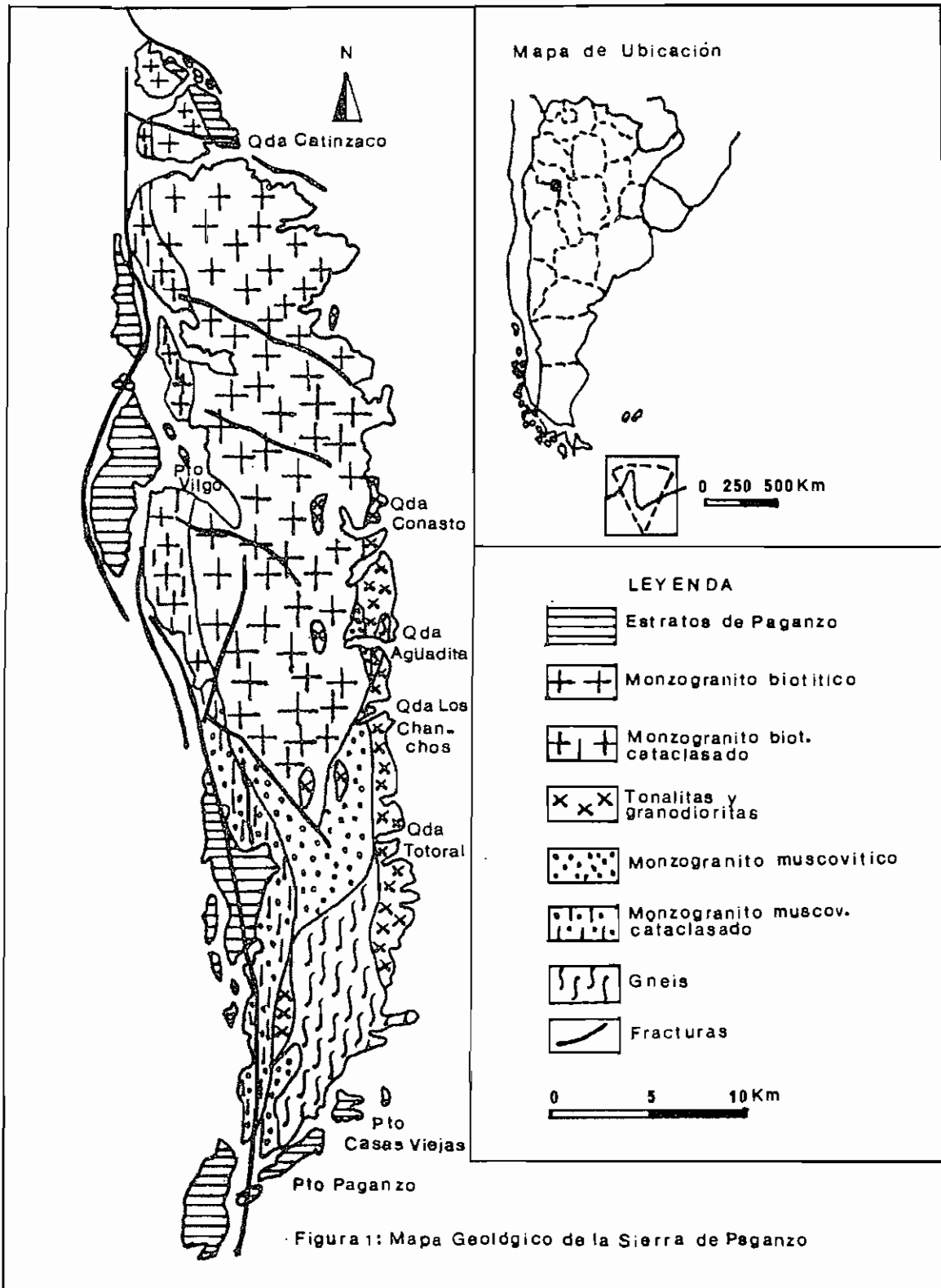
En todos los granitoides se encuentran diques sinplutónicos de composición gabro-dioríticos y enclaves ígneos que varían en forma tamaño e índice de color, cuya composición grada desde tonalíticos a dioríticos. Se presentan además pegmatitas, diques micrograníticos y aplíticos.

Los Monzogranitos son las rocas más abundantes, variando sus tonalidades de rosadas e incluso grises a rojiza fuerte.

Ambas facies, muscovítico-biotítico y biotítico, presentan enclaves ígneos e intrusiones básicas sinplutónicas. En la primera los enclaves son poco abundantes, sus tamaños varían del orden del centímetro al metro, con límites netos la gran mayoría de las veces; por su parte las intrusiones son abundantes, de espesores entre los 50 centímetros a la decena de metros, y límites también netos, desmembrados ocasionalmente por el hospedante. En la facies biotítica se hacen más frecuentes los enclaves y las intrusiones, estas últimas se encuentran mucho más desmembradas, pudiendo tener contactos transicionales mediante zonas hibridadas con el monzogranito.

En ambas facies, aunque más notable en la biotítica, se presentan cerca de los intrusivos básicos rasgos de flujo magmático, notable por la existencia de texturas y enclaves orientados. La distribución de estos últimos generalmente se da concentrados en enjambres cercanos a una intrusión básica mayor.

Dentro de la facies muscovítica-biotítica son comunes las pegmatitas y microgranitos, mientras las aplitas lo son en la facies biotítica. Tanto las aplitas como las pegmatitas, frecuentemente forman con las intrusiones básicas diques compuestos, como los observados por Frost & Mahood (1987) y por Reid et al (1987) en los granitoides de la Sierra Nevada. Cuando el contacto es con pegmatitas, este es neto, existiendo raras veces zonas de hibridación entre ambas. Por su lado con las aplitas generan una zona intermedia que macroscópicamente es de tonalidad gris, incluyendo gran cantidad de enclaves básicos de tamaño milimétricos y xenocristales generalmente de cuarzo en una matriz fina, originada por la mezcla de



ambos diques. Tanto en uno, como en otro caso, las intrusiones básicas se encuentran desmembradas por los diques ácidos, o bien, atravesados por venillas que se originan en estos.

Las Granodioritas y Tonalitas se presentan en cantidades subordinadas, de tonalidades rosadas a grises respectivamente. Existen escasas intrusiones gabro-dioríticas sinplutónicas con un ancho entre 0,50 a 1,5 mts., como así también una gran abundancia de enclaves de composiciones dioríticas a tonalíticas, cuyos tamaños varían entre pocos centímetros, pudiendo llegar al orden del metro; sus formas varían de lenticulares a subesféricas, teniendo los primeros texturas moderadamente foliadas, marcadas por hornblenda y/o biotita, disponiéndose paralelas a sus márgenes o desviándose alrededor de fenocristales de plagioclasa y/o cuarzo. Los enclaves se presentan notablemente asimilados, formando schlieren, e incluso se observan a simple vista cambios en la proporción de mafitos en la roca hospedante, determinando zonas nebulíticas de composición variable en espesores del centímetro, sin distinguir ningún enclave de límites definidos. Los enclaves subesféricos, son indistintamente subangulosos a redondeados, y comparativamente mucho menos foliados. Estas características estructurales de los enclaves, junto con el desarrollo de texturas orientadas en la roca hospedante son indicativos de una deformación sinplutónica. En las granodioritas y tonalitas, la distribución de sus enclaves es irregular, observandolos frecuentemente sin asociación a un cuerpo intrusivo básico mayor.

Todos los tipos de rocas descriptos, se presentan en el sector occidental del área de estudio (fig. 1) con cataclasis, fuerte recristalización y orientación de los minerales, que en su mayor expresión llegan a formar granitos foliados y ortogneises, producto del fracturamiento del flanco occidental de la Sierra de Paganzo.

Además de rocas ígneas, en el sector sur de la Sierra de Paganzo, afloran rocas metamórficas, constituidas por gneises (Co+Musc+K⁺/-Sill) dispuestos como parte del techo del cuerpo plutónico, que hacia el norte fue erosionado, quedando en algunos sectores como pequeños colgajos.

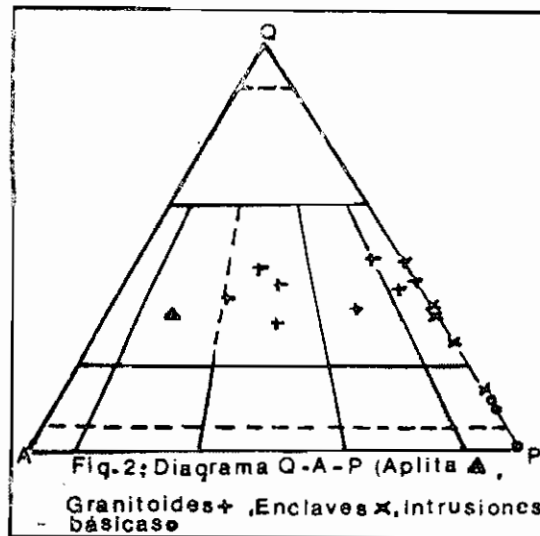
Las variaciones en la interacción entre dos tipos de magmas se explica, según Vernon (1984), en función del rango de contraste entre las viscosidades y grado de cristalinidad de los magmas en contacto. De esta forma podemos explicar por qué los contactos de los enclaves e

intrusiones básicas con las rocas hospedantes son más nítidos cuanto mayor es la diferencia de composición, ya que al existir una mayor diferencia de temperatura, aumenta la diferencia de viscosidad e impide la formación de zonas hibridadas entre ellos. Esto explicaría el por qué son más nítidos los contactos con el monzogranito, y más nebulíticos con la granodiorita y tonalita.

De lo expuesto se desprende que, las relaciones entre los granitoides, como así también la presencia de enclaves e intrusiones básicas sinplutónicas mencionadas, pueden ser interpretadas como una parcial interacción entre magmas contemporáneos.

PETROGRAFIA

En la Tabla 1 se muestran los análisis modales de los granitoides, enclaves e intrusiones reconocidas en la Sierra de Paganzo. En la figura 2 se observa la proyección de estos análisis en el triángulo Q-A-P, Streckeisen (1976).



A continuación se dan a conocer las características petrográficas de mayor importancia de los distintos tipos litológicos.

Aplitas

Corresponden a sienogranitos hololeucocráticos, de granulometría fina (0,5 - 1,5 mm.) textura alotriomórfica

TABLE 1
ANALISIS MODAL

	Monzogranitos			Granodioritas			Tonalitas			Encleaves			Intrusiones básicas			
	4280	4334	4247	4317	4223	4281	4244	4294	4202	4319	4332	4245	4246	4263	4264	4259
Cz	32.80	36.80	42.50	36.70	28.80	44.00	42.22	31.90	42.00	29.28	18.10	27.00	23.23	7.44	5.41	4.70
Fk	54.30	26.00	28.00	40.40	30.20	13.10	5.40	3.80	0.80							
Plag.	12.80	26.50	23.60	21.30	32.20	41.30	44.43	44.17	45.30	46.17	50.70	53.30	42.90	42.48	45.16	33.30
Biot.	6.90	4.20	0.20	7.50	11.10	4.97	10.49	13.70	8.00	18.30	6.00	16.00	10.85	13.30	Tr	1.05
Hor.					2.70					4.19	20.90		19.03	24.38	44.32	44.40
Musc.	Tr	2.90	Tr	0.30		1.11	3.13	3.0	1.00							
Clor.	0.10	Tr	0.70	Tr	0.20	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	1.22	8.70
Epíd.	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	1.16	6.50
Opéc.	1.00	1.10	1.10	1.20	1.30	Tr	Tr	2.40	Tr	2.05	4.00	1.90	3.99	6.45	2.36	2.40
Apét.	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Allan.	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Titen.	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr

TABLE 2
COMPOSICION QUIMICA

	Monzogranitos			Granodioritas			Tonalitas			Encleaves			Intrusiones básicas				
	4280	4334	4247	4317	4223	4281	4244	4294	4282	4319	4332	4333	4245	4246	4263	4264	4259
SiO ₂	73.50	74.50	76.00	71.67	68.00	71.50	70.00	68.50	73.00	64.6	61.50	62.75	59.75	56.20	52.50	50.00	49.00
TiO ₂	0.12	0.19	0.06	0.13	0.25	0.25	0.25	9.25	0.25	0.31	0.38	0.31	0.31	0.44	0.38	0.38	0.44
Al ₂ O ₃	13.39	13.29	11.94	12.50	14.18	15.07	12.32	14.36	12.20	14.08	13.59	15.96	13.45	15.07	15.07	15.07	15.07
Fe ₂ O _{3t}	0.73	2.57	1.93	1.46	2.19	4.02	3.29	4.75	3.65	6.57	8.77	4.75	8.04	10.59	10.23	10.96	11.69
MnO	0.06	0.12	0.09	0.03	0.06	0.31	0.28	0.15	0.15	0.31	0.31	0.31	0.46	0.34	0.46	0.46	0.71
HgO	0.64	1.59	1.37	0.64	1.27	2.87	1.59	3.50	2.87	2.55	5.10	3.82	8.28	5.54	7.76	9.42	8.41
CaO	0.72	2.11	1.67	1.00	1.78	3.47	2.44	3.65	2.78	4.93	6.02	4.38	6.57	7.67	8.40	9.13	9.97
Na ₂ O	2.20	3.40	2.10	3.00	2.40	4.60	3.00	2.90	2.40	2.50	3.20	4.00	1.30	0.65	1.70	1.15	1.80
K ₂ O	6.17	2.60	5.25	4.27	4.35	2.80	2.00	2.30	1.40	1.40	0.95	1.60	1.40	1.40	1.35	1.45	0.75
P ₂ O ₅	0.02	0.04	0.02	0.02	0.06	0.02	0.06	0.20	0.02	0.20	0.20	0.16	0.04	0.08	0.04	0.04	0.16
Volat	0.75	0.90	0.87	0.43	1.47	1.23	0.82	1.64	0.86	0.93	0.96	1.25	1.05	1.21	2.01	2.56	1.09

equigranular

Se componen de cuarzo xenomorfo con extinción ondulosa; el microclino es peritítico y presenta a veces una zonación llamativa por la pérdida del maclado de Albita-Periclino hacia el centro del cristal; la plagioclasa (An 26 - 28), frecuentemente con un borde albitico muy notable, presenta débil zonación y la formación de mirmequitas; la biotita es muy escasa y se encuentra totalmente cloritizada; como accesorios menores se presentan epidoto, opaco, allanita y apatita.

Monzogranitos

Textura holocristalina inequigranular hipidiomórfica, cuyo índice de color varia de 2 - 10. Se definieron dos facies principales: biotítica y muscovítico-biotítica; de pasajes transicionales entre ambas, variando la muscovita de un 3% a inexistente.

Ambas facies se componen de cuarzo xenomorfo, con extinción ondulosa poco marcada. El microclino en dos generaciones, una xenomórfica intersticial (1,5 - 2 mm.) y otro subhidiomórfico (3 - 4 mm.) algo poiquilítico, peritítico y con pérdida de maclado, determinando una zonación llamativa. La plagioclasa de 1 - 2,5 mm., en cristales subhidiomórfico (An 26 -30), presenta núcleos alterados a epidoto, arcilla y mica blanca, y bordes de albita muy notables, siendo abundante la formación de mirmequitas rodeando al microclino ó como inclusiones en él; los accesorios comunes son biotita, opacos, epidoto, esfena, apatita, zircon y allanita, generalmente asociados entre ellos.

Granodioritas

Textura holocristalina inequigranular hipidiomórfica, cuyo índice de color varia de 10 a 19. Existen dos facies transicionales entre sí, de biotítica a hornblendo-biotítica. Tienen en general características semejantes a los monzogranitos biotíticos, adicionando la presencia de hornblenda en cantidades que alcanzan un 4% a inexistente, se encuentra como cristales irregulares e inestables que comunmente se alteran a clorita + epidoto; la plagioclasa (An 28 - 33), con moderada zonación remarcada por sus núcleos más alterados. Entre los accesorios, lo más notable es: la abundancia de esfena, generalmente se presenta

en forma anheda rodeando al opaco. La biotita, es abundante y suele disponerse orientada paralela a los contactos con los enclaves e intrusiones básicas; mientras la muscovita, en la facies biotítica, varía de 1% a inexistente.

Tonalitas

Textura holocristalina inequigranular hipidiomórfica, cuyo índice de color es 12 a 25. Existen también las dos facies transicionales biotíticas a hornblendo-biotíticas. Sus rasgos sobresalientes son la presencia de hornblenda con bordes irregulares (1,5 - 2 mm.) rodeando al cuarzo y/o plagioclasa hasta incluirlos totalmente, ó bien, como cristales subhedros que pasan transicionalmente a biotita o se altera a epidoto + clorita; la plagioclasa (An 30 - 40), fuerte zonación, de tamaño moderado (1 - 5 mm.), la biotita incipientemente cloritizada, los accesorios son muy abundantes, el opaco rodeado por apatita y esfena, presentandose también allanita, epidoto y la aparición en la facies biotítica de la muscovita, de un 3% a inexistente.

Enclaves e Intrusiones Sinplutónicas

Las intrusiones presentan composición gabro-diorítica, con un índice de color de 53 a 64, mientras los enclaves tienen una composición variable de diorítica a tonalítica, representando un cambio gradual consistente en un aumento progresivo de cuarzo y plagioclasa, disminución de hornblenda, esfena, epidoto, predominando la biotita sobre la hornblenda; variando con todo ello el índice de color de 60 a 25.

Las texturas pueden variar en las intrusiones de holocristalina inequigranular hipidiomórfica a porfírica e incluso glomeroporfírica, de granulometría moderada entre 1,5 a 2 mm. Los enclaves tienen texturas holocristalina inequigranular hipidiomórfica a xenomórfica, el tamaño del grano generalmente es microgranular (0,5 mm), pudiendo llegar hasta 1,5 mm si su dimensión es considerable. En general la disposición de los minerales puede ser isótropa a suborientada.

Aquellos enclaves comparativamente más félsicos, suelen ser nebulíticos, confundiendo frecuentemente con la roca hospedante cuando esta es de composición tonalí-

tica.

El cuarzo se presenta, en ambos, en cantidades variables, hasta hacerse inexistente en algunas intrusiones, ya sea como pequeños cristales xenomórficos intersticiales, con extinción ondulosa muy poco marcada, ó como fenocristales redondeados rodeados de hornblenda y/o biotita; la plagioclasa en los enclaves (An 38 -46) subhedra a anhedra, suele presentarse como fenocristales esqueléticos o dendríticos, de iguales características a las descritas por Hibbard (1981), en estudios de rocas semejantes, quien las consideró producto de un enfriamiento rápido por el contacto entre dos magmas de temperaturas contrastadas; en las intrusiones (An 51-56) se presenta como cristales tabulares, subidiomorfos a idiomorfos, dispuestos en forma radiada; en ambos casos muestran notable zonación que en algunas tiende a desaparecer. Son comunes, en las zonas hibridadas, la presencia de plagioclasa con inclusiones vermiformes de cuarzo, manteniendo la plagioclasa sus bordes subidiomorfos, asemejando un intercrecimiento producido posiblemente por reemplazo. La hornblenda, subidiomórfica a xenomórfica, a veces con formas irregulares suele englobar cuarzo y plagioclasa, pasa transicionalmente a biotita o se altera a clorita + epidoto. En las intrusiones la hornblenda se presenta más regular e incluye núcleos de diópsido o hipersteno. Se han observado intrusiones básicas con agregados glomeroporfíricos de hornblenda - opaco - esfena -apatita, en una matriz más leucocrática de plagioclasa - hornblenda - biotita. A estos agregados se los interpreta como una concentración de una fase formada tempranamente que sobrevivió a la hibridación como agregados intactos, como los observados por Reid et al. (1987) en la Sierra Nevada. Como accesorios se presentan biotita, epidoto, allanita, esfena, opaco y apatita, esta última se encuentra en dos generaciones, presentes en enclaves y zonas hibridadas, una bien formada, generalmente incluida en fases ya cristalizadas, que son formadas tempranamente, como la hornblenda, y otra en delgadas agujas producidas por un rápido enfriamiento, como las observadas en los experimento llevados a cabo por Wyllie et al (1962). Además, se encuentra microclino intersticial en aquellas muestras obtenidas de intrusivos dioríticos que se presentan formando diques compuestos con las aplitas.

En cuanto a las texturas microscópicas como las plagioclasas esqueléticas y dendríticas, estarían de acuerdo con los experimentos de Logfren (1974) quien comprobó que la velocidad de nucleación es alta y la de crecimiento

baja en condiciones de sobreenfriamiento. Así también, la presencia de: apatitas aciculares coexistiendo con apatitas más cortas y mejor formadas; la de fenocristales de cuarzo redondeados rodeados de biotita y hornblenda; la de microclino intersticial; la inestabilidad mineralógica de la hornblenda y la esfena junto con la apatita disponiéndose anhedras alrededor del opaco, son características indicadoras de una inestabilidad térmica producida por la interacción entre un magma máfico, de mayor temperatura, con otro félsico más frío.

GEOQUIMICA

La composición de elementos mayoritarios para 17 muestras de los distintos tipos de rocas se muestran en Tabla 2.

La tendencia indicada en los diagramas A-F-M (fig. 3) y CaO-K₂O-Na₂O (fig. 4) pertenece a una serie netamente calcoalcalina, presentando algunos enclaves una afinidad de tipo toleítica (muestra 4246). Por otra parte, al ser proyectadas las muestras correspondientes a las intrusiones básicas sinplutónicas en el diagrama Na₂O + K₂O vs. SiO₂ de Runo (1969), donde se destaca el campo de los basaltos ricos en aluminio (fig. 5), vemos que la composición de las intrusiones es semejante a la de estos basaltos. El índice de Shand (1927) presenta una amplitud de 0,7 a 1,2 (A/CNK), indicándonos que la serie varía de metaaluminosa a peraluminosa en sus extremos más ácidos (fig. 6). La aplita, por su parte presenta un alto contenido en SiO₂ y bajo en CaO, moderadamente peraluminosa, semejante a la composición del fundido mínimo.

La distribución de los distintos tipos de rocas en los diagramas óxidos vs. SiO₂ (fig. 7) determinan, a medida que aumenta SiO₂, una tendencia lineal descendente para el CaO, MgO, Fe₂O₃^t, MnO, TiO₂, mientras que para Al₂O₃ presenta una tendencia lineal constante, levemente ascendente para K₂O y en forma más acentuada para Na₂O. Debe notarse, además, que para Al₂O₃, K₂O, Na₂O, TiO₂, se observa un quiebre en las mismas, aproximadamente entre los 71 a 73 % de SiO₂. Por su parte el P₂O₅ presenta un aumento en las facies intermedias. La tendencia lineal de los diagramas de variación óxidos vs. SiO₂, como los obtenidos en la figura 7, son compatibles con una mezcla simple entre dos miembros extremos (Kouchi y Sunagawa, 1983; Reid et al., 1983; Vogel et al., 1984). En nuestro caso los miembros extremos estarían representados por las

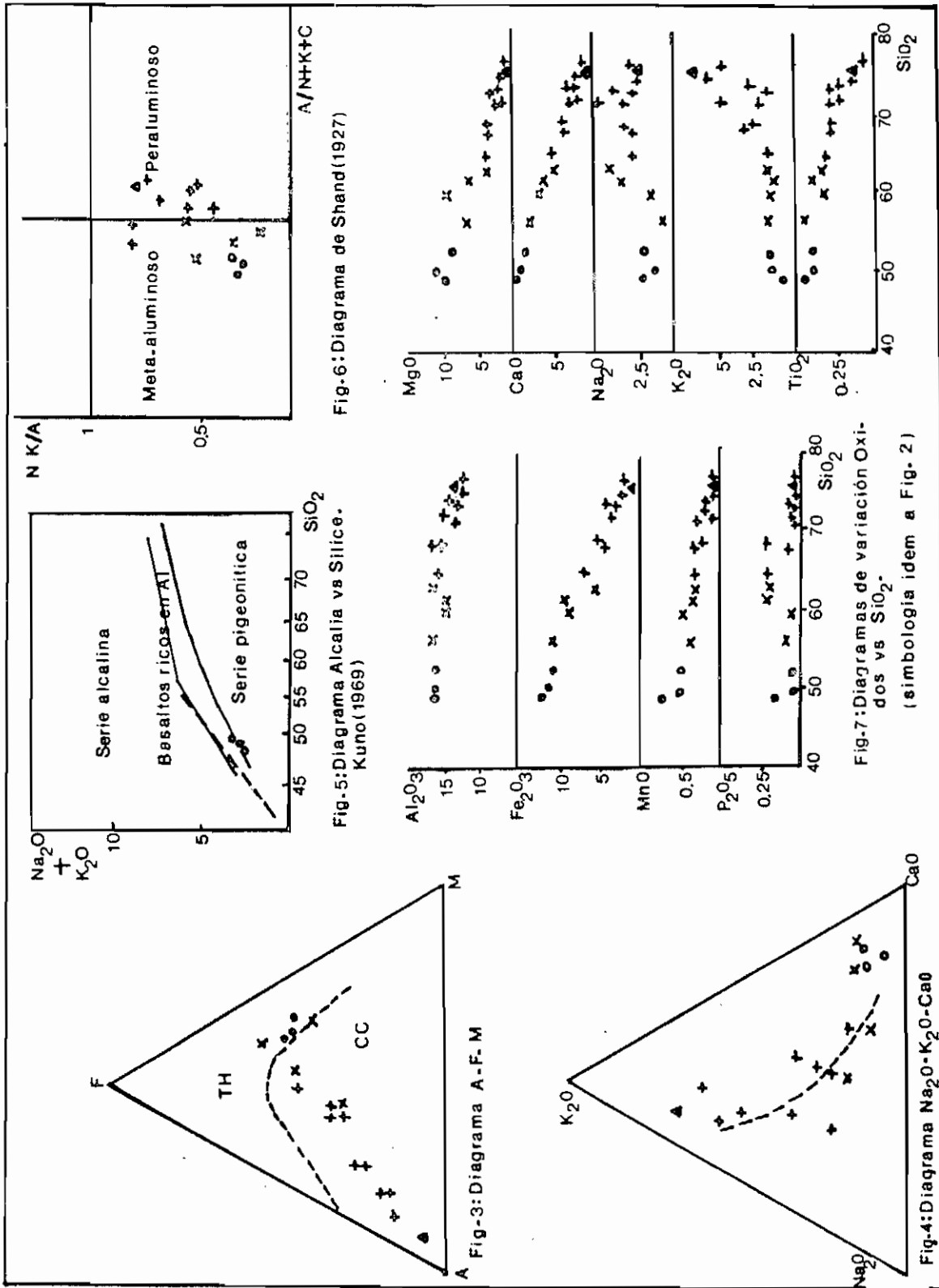


Fig. 6: Diagrama de Shand (1927)

Fig. 5: Diagrama Alcalia vs Silíce. Kuno (1969)

Fig. 7: Diagramas de variación Oxidos vs SiO₂. (simbología idem a Fig. 2)

Fig. 3: Diagrama A-F-M

Fig. 4: Diagrama Na₂O-K₂O-CaO

intrusiones gabro-dioríticas y el monzogranito.

DISCUSION DE LOS RESULTADOS

De lo expuesto podemos destacar las siguientes evidencias:

1- La presencia de límites transicionales mediante zonas hibridadas, tanto en los enclaves como en los intrusivos básicos sinplutónicos, que se hacen progresivamente menos transicionales a medida que el hospedante se hace más ácido, junto con la existencia de diques compuestos, serían un indicio de la contemporaneidad de los magmas.

2-Las características texturales y composición mineralógica variable de los enclaves y zonas hibridadas, desde tonalítica a diorítica. Contemplando además la presencia de: fenocristales de plagioclasas dendríticas y esqueletales; apatitas aciculares; microclinos intersticiales; la hornblenda y biotita rodeando a fenocristales de cuarzo redondeados. Todas serían características indicadoras de una inestabilidad térmica producida por el contacto de dos magmas de temperatura contrastante.

3-Las tendencias lineales indicadas en los diagramas de variación óxidos vs. SiO_2 , serían compatibles con una mezcla simple entre dos miembros extremos, según Kouchi y Sunagawa (1983); Reid et al. (1983); Vogel et al. (1984).

Estas evidencias indicarían que las variaciones composicionales de los distintos tipos de rocas serían el resultado de una mezcla incompleta entre un magma máfico y otro magma félsico. Por otro lado, la variación de las tendencias lineales para el Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , TiO_2 , en los diagramas de variación, entre los 71 y 73% de SiO_2 , podrían ser el resultado del fraccionamiento del extremo silícico de la mezcla. Además la composición de las intrusiones, semejante a la de los basaltos ricos en aluminio, y las tendencias peraluminosas del extremo más ácido, serían compatibles con magmas básicos provenientes del manto que provocarían la fusión parcial de la corteza, con la subsecuente hibridación magmática (Yunker y Vogel, 1976; Hildreth, 1981), por lo cual un aporte cortical no se descartaría. Hipótesis que ya fuera citada como una posibilidad por Siña y Parada (1985) para los granitoides de Rocas de Santo Domingo.

Según Vogel et al. (1984) y los ensayos experimen-

tales de Kouchi y Sunagawa (1983), la mezcla mecánica de dos magmas de distinta viscosidad puede ser producida por fuerzas de convección. En el caso de los granitoides de la Sierra de Paganzo, la mezcla habría sido posible por la agitación magmática producida por las intrusiones básicas sinplutónicas y la deformación que habría acompañado al plutonismo, como también fué citado por Siña y Parada (1985) para los granitoides de Rocas de Santo Domingo.

La composición de las intrusiones básicas sinplutónicas, semejantes a la de los basaltos ricos en aluminio, como se observa en la figura 5, estaría de acuerdo con lo expresado por Toselli et al. (1987) quienes consideran a los granitoides de Famatina semejantes en alguna medida con los granitoides de arcos magmáticos continentales, en base a la información de algunos elementos minoritarios. Teniendo en cuenta estas consideraciones las intrusiones básicas sinplutónicas de la Sierra de Paganzo, podrían ser interpretadas como el magmatismo básico asociado a este probable ambiente.

* Contribución al Proyecto N° 249 del IGCP.

AGRADECIMIENTOS

Dejo expresado mi agradecimiento a la Dra. J. R. de Toselli por sus valiosos consejos, a la Lic. M. E. Medina por su ayuda en la realización de los análisis químicos y al Geól. D. Indri por la lectura del manuscrito. Hago extensivo mi agradecimiento al Sr. N. Diaz por su colaboración en los trabajos de campaña y a la Lic. E. Drenkard por la confección de las figuras.

BIBLIOGRAFIA

- BODENBENDER, G. 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes. Rep. Arg. Ac. Nac. Cs. Cba. 19 (1) :2-211.
- DE ALBA, E. 1972. El Sistema de Famatina. Geol. Reg. Arg. Ac. Nac. Cs. Cba. 143-184
- 1979. El Sistema de Famatina. II Simp. Geol. Rep. Arg. Ac. Nac. Cs. Cba. 329-345
- FIDALGO, J. 1963. Algunos rasgos tectónicos y geomorfológicos de la Sierra de Sañogasta-Vilgo. Prov. de La Rioja. Rev. Asoc. Geol. Arg. 18 (3-4)
- 1968. Descripción geológica de La Hoja 17d Catinzaco. Prov. de La Rioja. Serv. Geol. Nac.
- FROST, T.P. and MAHOOD, G.A. 1987. Field, chemical, and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in

- the Lamarck granodiorite, Sierra Nevada, California. Geol. Soc. of Am. Bull. v.99 : 272-291
- HIBBARD, M. J. 1981. The magma mixing origin of mantled feldspars. Contrib. Mineral. Petrol. 76 :158-170
- HILDRETH, W. 1981. Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. Jour. Geoph. Res. v. 86 :10153-10192
- KOUCHI, A. and SUNAGAWA, I. 1983. Mixing basaltic and dacitic magmas by forced convection. Nature. V 304: 527-528
- KUNO, H. 1969. Andesite intime and space. In: A. R. McBirney (Editor) Proceedings of the andesite conference. Oreg. Dep. Geol. Miner. Ind. Bull. 65 : 13-20
- LOFGREN, G. 1974a. An experimental study of plagioclase crystal morphology : isothermal crystallization. Am. J. Sci. 274 : 243-273
- REID, J. B. JR.; EVANS O. C. and FATES D. G. 1983. Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California. Earth and Plan. Sci. Lett. 66 : 243-261
- and HAMILTON M. A. 1987. Origin of Sierra Nevadan granite: evidence from small scale composite dikes. Contrib. Mineral. Petrol. 96 : 441-454
- SHAND, J. 1927. Eruptive rocks. T. Murby. and Co. , London. 15t cdm, 360 pp.
- SIÑA, A. y PARADA, M. A. 1985. Los granitoides de Rocas de Santo Domingo : antecedentes de terrenos, petrográficos y de química de elementos mayores para una mezcla de magmas. IV Congr. Geol. Chileno 4: 512-530
- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Sc. Rev. v.12 :1-35
- TOSELLI, A. J.; de TOSELLI, J. N. R.; SAAVEDRA ALONSO, J. y MEDINA, M. E. 1987. Granitoides de Famatina, La Rioja, Argentina: algunos aspectos geológicos y geoquímicos. X Congr. Geol. Argentino IV: 147-150
- TURNER, J. 1960a. Las Sierras Transpampeanas como unidad estructural. I Jorn. Geol. Argent. 2 :387-402
- VERNON, R. H. 1984. Microgranitoid enclaves in granites globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. Nature 309 : 438-439
- VOGEL, T. A. ; YOUNKER, L. W.; WILBAND, J. T. and KAMPUELLER, E. 1984. Magma Mixing: The Marsco suite , Isle of Skye, Scotland. Contrib. Mineral. Petrol. 87 : 231-241
- WYLLIE, P. J. ; COX, K. G. and BIGGAR, G. M. 1962. The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. J. Petrol. 3 : 238-242
- YOUNKER, L. and VOGEL, T. 1976. Plutonism and plate dynamics: the origin of circum-pacific batholiths. Canad. Mineral. v. 14: 230-244