

MINISTERIO DE DEFENSA NACIONAL - NACIONES UNIDAS/DTCD

PROYECTO PAR/83/005

MAPA GEOLOGICO, HIDROGEOLOGICO Y METALOGENICO

INFORME DE MISION - 2

Por

LUIS JARAMILLO

ASUNCION, FEBRERO 1986

- * Objet: Elaboración del Mapa Metalogénico del Py y otros temas ref. a la geología paragu.
- * Cooperac: Alemania - Paraguay.
- * Apoyo: ONU - Ministerio de Defensa Nacional.
- * Proyecto PAR = Año 1986

CONTENIDO

	Pág.
1. INTRODUCCION	1
2. ACTIVIDADES REALIZADAS	3
2.1. Evaluación de los Trabajos Efectuados	3
2.2. Análisis y Estandarización de Nueva Información	5
2.3. Reconocimiento de Campo	5
2.4. Sistematización de la Información	6
2.5. Mapa Metalogénico Preliminar y Texto Explicativo	7
2.6. Otras Actividades	7
3. ACTIVIDADES FUTURAS	11
3.1. Codificación y Sistematización de la Información Metalogénica	11
3.2. Revisión Final de la Información	11
3.3. Coordinación con el Grupo de Mapa Geológico	13
3.4. Diagramación/Proceso Cartográfico	13
3.5. Misión de Consultoría-3	14
3.6. Impresión y Edición del Mapa y Texto Explicativo	14
3.7. Entrega del Mapa y Texto	14
4. RECOMENDACIONES	15

ANEXOS

1. MAPA METALOGENICO PRELIMINAR (En bolsillo)
2. TEXTO EXPLICATIVO
3. LISTADO DE OCURRENCIAS MINERALES

ABREVIATURAS UTILIZADAS

CORPOSANA	Corporación de Obras Sanitarias
CTA	Chief Technical Adviser. Director del Proyecto
DTCD	Departamento de Cooperación Técnica para el Desarrollo/NU
DIM	Dirección de Industrias Militares
DRM	Dirección de Recursos Minerales
ICB	Instituto de Ciencias Básicas
IGM	Instituto Geográfico Militar
MDN	Ministerio de Defensa Nacional
MOPC	Ministerio de Obras Públicas y Comunicaciones
PAR/83/005	Proyecto "Mapa Geológico, Hidrogeológico y Metalogénico del Paraguay
PNUD	Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo
SENASA	Servicio Nacional de Saneamiento Ambiental
STP	Secretaría Técnica de Planificación
UNA	Universidad Nacional de Asunción

1. INTRODUCCION

En el presente informe se consignan los resultados obtenidos en la segunda misión del autor al Paraguay, dirigida al seguimiento de las acciones encaminadas a la elaboración del "Mapa Metalogénico del Paraguay" uno de los objetivos del Proyecto de Cooperación PAR/83/005 ejecutado por Naciones Unidas/DTCD y Organismos de la Contraparte Nacional.

La misión, complementaria a la realizada a mediados del año anterior, tuvo una duración de 6 semanas y se desarrolló de acuerdo al cronograma de la página 4. Los objetivos primordiales de la misión se destacan a continuación:

- Supervisión de los trabajos elaborados por el Grupo Nacional del Mapa Metalogénico.
- Reconocimiento de campo de la zona Río Apa, considerada como de potencial minero.
- Trabajo conjunto con los profesionales de la contraparte en la compilación, codificación y sistematización de la información para el Mapa Metalogénico.

- Capacitación del Personal Nacional a través de charlas técnicas sobre Metalogénesis, dictadas en el Departamento de Geología del Instituto de Ciencias Básicas (UNA).

Los trabajos se desarrollaron conjuntamente con el Grupo Nacional integrado por los siguientes profesionales:

Juan Carlos Velazquez, Consultor Nacional

Carmen Pereira, Geóloga del DIM

Orlando Oporto, Geólogo del ICB

La sede de trabajo está ubicada en las instalaciones del Departamento de Geología, ICB.

Durante el desarrollo de la misión se contó con la magnífica colaboración del CTA del Proyecto doctor J.H. Palmieri y el director de la contraparte nacional, Capitán Conrado Cáceres E. A ellos y al grupo del Mapa Metalogénico quiero expresarles mis agradecimientos. También al programador, Francisco Gómez de la Fuente, quien tuvo a su cargo la sistematización y entrada de datos.

Fue importante para el éxito de la misión la magnífica colaboración prestada por los directivos y técnicos de los siguientes organismos: DRM del MOPC, IGM, ICB, MDN, y STP. Asimismo, se destaca la cooperación del personal de la oficina del PNUD en Asunción.

2. ACTIVIDADES REALIZADAS

A continuación se presentan las actividades desarrolladas durante la misión, esquematizadas en el el cronograma de la página 4 .

2.1. Evaluación de los Trabajos Efectuados

Durante la primera semana se llevó a cabo la evaluación de los trabajos efectuados por el Grupo Nacional, de acuerdo con lo previsto en el cronograma propuesto por el autor durante su primera misión de consultoría.

En general los trabajos avanzaron en la forma prevista a excepción de los reconocimientos de campo donde se presentaron algunos inconvenientes de transporte y dificultad de acceso a las áreas seleccionadas.

La compilación y evaluación de la información metalogénica se desarrolló en forma normal y en alto porcentaje se encuentra ubicada en el Mapa Base (Ver ANEXO 1, al presente informe) y en las bases topográficas escala 1:250.000.

Por parte del autor se realizaron algunas modificaciones especialmente en lo relacionado a los parámetros que definen la codificación de las ocurrencias minerales.

CRONOGRAMA DE LAS ACTIVIDADES REALIZADAS / ENERO 21 - FEBRERO 28/86

ACTIVIDAD	E N E R O		F E B R E R O			
	SEMANA: 1	2	3	4	5	6
1. Evaluación de los Trabajos Efectuados	[Barra horizontal]					
2. Análisis y Estandarización de la nueva Información		[Barra horizontal]	[Barra horizontal]	[Barra horizontal]		
3. Reconocimiento de Campo			[Barra horizontal]			
4. Sistematización de la Información				[Barra horizontal]		
5. Diseño del Mapa Metalogenico Preliminar y Texto Explicativo					[Barra horizontal]	[Barra horizontal]
6. Otras Actividades					[Barra horizontal]	
• Taller sobre Metalogénesis (ICB)					[Barra horizontal]	
• Elaboración Informe de Misión						[Barra horizontal]

2.2. Análisis y Estandarización de la Nueva Información

En forma conjunta con el Grupo Nacional se llevó a cabo la evaluación y estandarización de la nueva información obtenida por los técnicos nacionales. Asimismo, durante la misión del autor, se colectó información adicional, especialmente la producida durante los trabajos de exploración de la Anschutz Co., facilitada por la DRM/MOC, relacionada primordialmente con uranio, metales básicos y metales preciosos. Esta información fue analizada y estandarizada con el objeto de ubicarla tanto en el Mapa Metalogénico como en el Banco de Datos que actualmente se adelanta, utilizando el computador adquirido por el Proyecto. Más de 80 ocurrencias minerales han sido identificadas y aparecen ubicadas en los ANEXOS 1 y 3 al presente informe.

2.3. Reconocimiento de Campo

En compañía del experto nacional J.C. Velazquez, así como del consultor en J.V. Fulfaro y de contraparte D. Alvarenga, se realizó un reconocimiento de la Región Apa en la parte N del Paraguay Oriental.

La visita de campo tuvo como objetivo primordial el conocimiento del ambiente geológico de la zona y su posible potencial como generador de depósitos minerales. Esto último, en consideración a los trabajos de exploración realizados por la Anschutz Co., donde se detectaron anomalías geoquímicas y geofísicas importantes y también por su relación con un ambiente similar en la zona aledaña de Brasil donde se han ubicado algunos depósitos minerales.

Desde el punto de vista metalogénico, las observaciones se limitaron a la identificación de algunas pegmatitas del Precámbrico y un nivel de cuarcitas del Paleozoico Inferior, interesante por la posible presencia de oro, detectado en un par de muestras de sedimentos activos colectadas por personal de Anschutz Co., y presente en cuarcitas similares en el lado brasileño. La escasez de afloramientos y el poco tiempo disponible para la visita, no permitieron una mayor apreciación del potencial mismo de la zona, el cual, debido a los factores arriba mencionados, sólo podrá ser definido mediante una exploración sistemática del terreno.

2.4. Sistematización de la Información

Toda la información metalogénica una vez evaluada y codificada, está siendo sistematizada e ingresada al Banco de Datos del Proyecto PAR/83/005. Esta información está siendo archivada en "diskettes" y permitirá mediante programas sencillos, la obtención de listados tanto por parámetros geográficos como metalogénicos. Por ejemplo:

- Número y Tipo de ocurrencias minerales localizadas en el Departamento de Paraguarí.
- Depósitos genéticamente relacionados a los Complejos Alcalinos del Paraguay.

Lo anterior se basa en la codificación utilizada en la elaboración del Mapa Metalogénico de América del Sur y por lo tanto permitirá en cualquier momen-

to la integración de la información metalogénica del Paraguay al Sistema Suramericano. También se facilitará la actualización de la información metalogénica mediante una alimentación sencilla al archivo del computador.

2.5. Mapa Metalogénico Preliminar y Texto Explicativo

Esta sección se presenta en los ANEXOS 1 y 2 al presente informe.

2.6. Otras Actividades

- A solicitud del CTA del Proyecto, se programó un taller sobre Aspectos Metalogénicos.

Las conferencias fueron dictadas en las instalaciones del ICB (UNA), los días 19, 20 y 21 de Febrero, con participación de los geólogos del Proyecto, de entidades oficiales y algunos estudiantes. Los tópicos incluyeron la génesis de depósitos de uranio, posiblemente los de mayor interés en el Paraguay; ambientes metalogénicos favorables para la acumulación de metales básicos y principios generales sobre evaluación económica y negociación de depósitos minerales.

- Conjuntamente con el CTA del Proyecto, se analizaron los aspectos relacionados con la creación de un INSTITUTO PARAGUAYO PARA EL DESARROLLO DE LOS RECURSOS NATURALES y específicamente del documento preparado por el asesor interregional Tomás Walde/DTCD. A este respecto, la creación

del Instituto parece plenamente justificada, ya que permitirá una racionalización de todas las actividades del sector, que hoy presentan problemas de duplicidad y descoordinación debido a su dispersión en numerosos entes oficiales. Asimismo, permitirá asegurar la continuidad de la actividad geológico-minera iniciada en los proyectos de cooperación con Naciones Unidas.

Dentro de las posibles funciones del Instituto (T. Walde), aparece como opcional lo relacionado con la evaluación del potencial hídrico del Paraguay.

El autor considera que la exploración y evaluación de dicho potencial debe ser labor del INSTITUTO ya que está íntimamente ligado a los aspectos geológicos e hidrogeológicos. En lo que respecta al manejo y distribución del agua, éstos podrían realizarse por organismos nacionales o regionales como sucede hoy con CORPOSANA Y SENASA.

- En lo relacionado con la continuidad de la Cooperación Técnica de Naciones Unidas a través de la implementación de proyectos relacionados con el Mapa Geológico Escala 1:250.000 y la evaluación del potencial minero para fertilizantes y materiales de construcción, ésta se considera de gran utilidad para el Paraguay ya que ahorraría una importante cantidad de divisas causadas hoy por la importación de dichos insumos.

Además, los trabajos de exploración realizados indican que el país presenta un buen potencial para la ubicación de los recursos arriba men-

cionados. En el diseño de los Documentos de Proyecto es necesario realizar un análisis detallado de los recursos humanos y materiales de la Contraparte Nacional. En las actuales circunstancias la situación económica de las entidades oficiales es difícil y por lo tanto se hace necesario contemplar alternativas para que con insumos del PNUD se puedan cubrir algunas áreas críticas para asegurar el éxito del Proyecto. De acuerdo al conocimiento de la situación actual, el autor considera prioritarios los siguientes aspectos:

- Una sede adecuada para el funcionamiento de las oficinas del Proyecto, que permita una coordinación efectiva de todos los Grupos de Trabajo.
- Disponibilidad de por lo menos 4 vehículos de campo en perfecto estado. Mantenimiento adecuado de los mismos, para lo cual es indispensable lograr la asignación de conductores por la Contraparte Nacional.
- Equipo de Laboratorio: Dos áreas son críticas: Análisis Químicos y Geoquímicos (Espectrografía y Absorción Atómica) y Análisis Petrográfico-Mineralógicos (Equipo para Secciones Delgadas y Pulidas).
- Equipos de Oficina: Escritorios, archivadores, mesas de dibujo, fotocopiadoras, máquinas de escribir, etc.
- Bibliografía. Es totalmente necesario adquirir textos especializados y asegurar la suscripción a revistas ya que no se cuenta con una biblioteca especializada en el Paraguay.

- Es necesario asegurar los recursos financieros para los viáticos y gastos de viaje, ya que el trabajo de campo constituye la base para asegurar el éxito del Proyecto.

3. ACTIVIDADES FUTURAS

Las actividades futuras tendientes a la elaboración final del "Mapa Metalogénico del Paraguay" aparecen en el Cronograma de la página 12.

3.1. Codificación y Sistematización de la Información Metalogénica

Como se mencionó en el capítulo anterior, ya se inició el Banco de Datos Metalogénicos y el diseño de algunos programas de computador para la obtención de diferentes listados de interés. Conjuntamente con el Programador del Proyecto, se revisaron los formatos respectivos y se fijaron las pautas para la continuación de esta actividad por parte del personal nacional, con una etapa final de supervisión por parte del autor, en la próxima misión de consultoría a realizarse a mediados del presente año.

3.2. Revisión Final de la Información

El Grupo de Metalogénesis deberá continuar con la revisión de la información obtenida, ampliándola o modificándola cuando sea necesario, en colaboración con el programador del Proyecto, para establecer los cambios respecti-

CRONOGRAMA DE LAS ACTIVIDADES FUTURAS / 1986

ACTIVIDADES	MARZO	ABRIL	MAYO	JUNIO	JULIO	AGOSTO
1. Codificación y Sistematización de la Información Metalogenica	█			█		
2. Revisión Final de la Información	█	█	---	█		
3. Coordinación con el Grupo del Mapa Geológico			█	---	█	
4. Diagramación / Proceso Cartográfico	█	---	---	---	█	
5. Misión de Consultoría 3				█		
6. Impresión y Edición del Mapa y Texto Explicativo						█
7. Entrega del Mapa y Texto						█

vos en el Banco de Datos. Una revisión final se realizará durante la próxima consultoría.

3.3. Coordinación con el Grupo del Mapa Geológico

Es importante asegurar una coordinación total con el grupo del Mapa Geológico con el objeto de evitar incoherencias en la presentación final de los dos mapas. La base geológica del Mapa Metalogénico, aunque simplificada, debe adaptarse totalmente a la concepción del Mapa Geológico. Es necesario poner especial énfasis en los controles geotectónicos, cronoestratigráficos y litológicos estrechamente ligados a los parámetros metalogénicos.

3.4. Diagramación/Proceso Cartográfico

Como se expresó en el pasado Informe de Misión, el IGM cuenta con la infraestructura básica para la impresión de los Mapas del Proyecto. Sin embargo, se necesita la presencia de un experto en procesos cartográficos de los mapas temáticos. Conjuntamente con el CTA del Proyecto, se ha considerado oportuno, la consultoría de 6 -7 semanas de un experto, en dos misiones: la primera para evaluar la infraestructura disponible y determinar las necesidades para la elaboración de los mapas, y la segunda, que debe coincidir en parte con la de los otros expertos, para establecer la diagramación definitiva y participar en las actividades relacionadas con este trabajo.

3.5. Misión de Consultoría

Se programó con el CTA del Proyecto, una misión de 3-4 semanas a finales de Junio del presente año, la cual tendrá como objetivos primordiales, la revisión final de la información metalogénica, la supervisión en el diseño definitivo del Mapa y la redacción final del Texto Explicativo.

3.6. Impresión y Edición del Mapa y Texto Explicativo

3.7. Entrega del Mapa y Texto

Estas actividades estarán básicamente a cargo del IGM, con base en las pautas fijadas por el experto en procesos cartográficos y serán supervisadas directamente por el CTA del Proyecto. El número de copias de cada uno de los mapas debe fijarse de acuerdo con la difusión proyectada y el análisis de costos unitarios.

4. RECOMENDACIONES

- Es importante establecer desde ya, un itinerario de trabajo con el IGM, con el objeto de determinar la disponibilidad de personal y equipo que permita cumplir con el Cronograma del Proyecto. Asimismo, establecer la necesidad de materiales y costos requeridos para la impresión y en esta forma fijar los aportes tanto del PNUD como de la Contraparte Nacional.
- Se debe asegurar y fijar a la mayor brevedad posible la venida del experto en diagramación y control cartográfico con el fin de dar pautas y coordinar los aspectos considerados en el punto anterior.
- Es necesario realizar por lo menos 3 seminarios o talleres con representantes de toda la comunidad geológica del Paraguay, con el objeto de asegurar que un alto porcentaje, los criterios y observaciones de personas idóneas, sean analizados y tenidos en cuenta en la elaboración final de los Mapas Temáticos proyectados.
- Finalmente, continuar y ampliar la capacitación del personal nacional mediante cursos cortos y entrenamientos prácticos, en países con una mayor tradición geológico-minera que el Paraguay. Específicamente,

para el Grupo de Metalogénesis se recomienda lo siguiente:

- Un curso de unos dos meses, para la geóloga Carmen Pereira, sobre exploración y evaluación de depósitos minerales, el cual puede realizarse en Brasil, a través de la Universidad de Curitiba, que regularmente ofrece este tipo de cursos.

- Un entrenamiento para el geólogo Orlando Oporto, el cual puede incluir un mes de práctica en procesos de cartografía geológica y elaboración de Mapas y podría ser coordinado a través del INGEOMINAS en Colombia.

- Otro mes puede ser dedicado a la visita de distritos mineros del Brasil y podrá ser coordinado por la CPRM de Brasil.

ANEXO 2

TEXTO EXPLICATIVO DEL MAPA METALOGENICO

En este anexo se presenta una propuesta para el Texto Explicativo del Mapa Metalogénico del Paraguay, el cual se basa en los siguientes criterios:

- Adaptación al Mapa Metalogénico de América del Sur.
- Actualización y modificación de los conceptos expresados en el Informe Técnico de la misión anterior (Julio 1985).
- Inclusión de los criterios geológicos desarrollados por el Grupo del Mapa Geológico del Paraguay.

Este documento será la base del "Texto Definitivo" que será redactado durante la próxima misión de consultoría a realizarse a finales de Junio del presente año.

CONTENIDO

	Pág.
1. INTRODUCCION	1
1.1. BASES TOPOGRAFICA Y GEOLOGICA	2
1.2. ORGANISMOS PARTICIPANTES	3
2. DOMINIOS GEOLOGICO-TECTONICOS DEL PARAGUAY Y PROVINCIAS METALOGENICAS RELACIONADAS	4
2.1. ARCO DE ASUNCION	5
2.1.1. Provincia Metalogénica del Río Apa	6
2.1.1.1. Mineralizaciones Identificadas	7
2.1.1.2. Potencial Minero	7
2.1.2. Provincia Metalogénica de Pilar	8
2.1.2.1. Mineralizaciones Identificadas	8
2.1.2.2. Potencial Minero	9
2.1.3. Provincia Metalogénica del Paraguay Central	9
2.1.3.1. Mineralizaciones Identificadas	9
2.1.3.2. Potencial Minero	10
2.2. CUENCA DEL PARANA	11
2.2.1. Provincia Metalogénica del Sistema Gondwana	14
2.2.1.1. Mineralizaciones Identificadas	15
2.2.1.2. Potencial Minero	15
2.2.2. Provincia Magmática del "Rift" del Paraná	15
2.2.2.1. Mineralizaciones Identificadas	16
2.2.2.2. Potencial Minero	17
2.3. CUENCA DEL CHACO	18
2.3.1. Provincia Cenozoica del Chaco y Acumulaciones Recientes	18

2.3.1.1. Mineralizaciones Identificadas	19
2.3.1.2. Potencial Minero	19
3. SIMBOLOGIA	21
3.1. MINERAL O METAL CONTENIDO	
3.2. AMBIENTE METALOGENICO	
3.3. TIPO DE YACIMIENTO/CLASE GEOLOGICA	
3.4. TAMAÑO	
3.5. EDAD GEOLOGICA	
3.6. NATURALEZA GEOLOGICA DE LAS OCURRENCIAS	
3.7. CODIGO	
4. REFERENCIAS	23

1. INTRODUCCION

El Mapa Metalogénico del Paraguay es uno de los resultados del Proyecto PAR/83/005, ejecutado por Naciones Unidas/DTCD, y el Ministerio de Defensa Nacional, actuando como contraparte en nombre del Gobierno Nacional.

El Mapa ha sido diseñado con base en las normas establecidas por la Comisión del Mapa Metalogénico de América del Sur, el cual a su vez se adapta a los parámetros específicos señalados por la Comisión Internacional del Mapa Geológico del Mundo (París, 1978). Se han introducido algunas ligeras variaciones con el fin de adaptarlo a las condiciones geológicas y metalogénicas propias del Paraguay.

El objetivo del Mapa es la identificación de las ocurrencias minerales del país, su ubicación y una representación de sus características geotectónicas, petrogenéticas, geoquímicas, geofísicas y geocronológicas.

Más que una representación del actual desarrollo minero del Paraguay, casi inexistente, se espera que el mapa sea el punto de partida para la compilación de la información dispersa en numerosas entidades y mediante un análisis de la misma, se justifique el incremento de la exploración geológico-minera del país con miras a evaluar el verdadero potencial minero y su

posible participación como factor en el desarrollo socio-económico del Paraguay.

Como objetivo prioritario de la cooperación de las Naciones Unidas, está la capacitación del personal nacional a través de una adecuada transferencia de tecnología lograda durante el desarrollo del proyecto.

Toda información metalogénica ha sido codificada y archivada en la Base de Datos Geológico-Mineros del Paraguay. La utilización de programas de computador permitirá la fácil consulta y actualización de la información, así como la ubicación de las áreas potenciales de interés geoeconómico del país.

1.1. BASES TOPOGRAFICA Y GEOLOGICA

La base geográfica utilizada para la elaboración del Mapa Metalogénico ha sido proporcionada por el IGM. La compilación de la información ha sido realizada en planchas escala 1:50.000 y 1:250.000 y la publicación se presenta en escala 1:1.000.000, donde un centímetro representa una distancia real de 10 kilómetros. Cada ocurrencia mineral se localiza mediante sus coordenadas geográficas (Sur y Oeste) y su cota respectiva.

La base geológica utilizada es el producto de las publicaciones geológicas del Paraguay, dentro de las cuales se destacan aquellas de carácter regional como Bertoni (1940), Harrington (1950), Putzer (1962), Palmieri y Velásquez (1982) y Anschutz (1983). Esta información ha sido compilada,

analizada y actualizada por el Grupo del Mapa Geológico del Proyecto, cuya publicación se hará simultáneamente con la del Mapa Metalogénico. La base proporcionada por el Grupo Geológico ha sido simplificada y adaptada a los requerimientos metalogénicos.

1.2. ORGANISMOS PARTICIPANTES

Además de los organismos ejecutores ya mencionados, es importante destacar la valiosa colaboración prestada por el personal de las siguientes Instituciones:

- Dirección de Recursos Minerales del Ministerio de Obras Públicas y Comunicaciones (DRM/MOPC).
- Instituto Geográfico Militar (IGM)
- Instituto de Ciencias Básicas de la Universidad Nacional de Asunción (ICB/UNA).
- Dirección de Industrias Militares (DIM)
- Secretaría Técnica de Planificación (STP)

2. DOMINIOS GEOLOGICO - TECTONICOS DEL PARAGUAY Y PROVINCIAS METALOGENICAS RELACIONADAS

Paraguay, país mediterráneo de América del sur, con una superficie de 406.752 km², presenta una variedad de características geológicas, las cuales básicamente se pueden agrupar en tres dominios geológico-tectónicos que coinciden a grandes rasgos con las unidades geomorfológicas del país. Estos dominios están representados por el Arco de Asunción, la Cuenca del Paraná y la Cuenca del Chaco.

Dentro de cada uno de estos dominios se han identificado provincias metalogénicas de moderado interés, ya que en el Paraguay a excepción de unos pocos depósitos de minerales no metálicos explotados a mediana escala, no existen otros donde se haya realizado una estimación de reservas y una evaluación que permita clasificarlos como depósitos de rendimiento económico. Es por lo anterior, que la presente versión del Mapa Metalogénico hace énfasis especial en el potencial de los distintos terrenos geológicos, teniendo como base tanto sus características petrogénicas y mineralógicas, como su similitud con ambientes geológicos de países vecinos y de Africa, donde se han identificado depósitos minerales de rendimiento económico. Lo anterior con miras a proporcionar una guía y establecer un orden de prioridades en futuros programas de exploración minera que se desarrollen en el país.

2.1. ARCO DE ASUNCION

Las rocas más antiguas que afloran en el Paraguay están ubicadas dentro del Arco de Asunción, una estructura morfológica positiva que separa las cuencas sedimentarias del Paraná al oriente y Chaco al occidente. Se lo considera como un bloque levantado y limitado por fallas de movimiento esencialmente vertical, reactivado en varios períodos geológicos, lo cual lo ha convertido en una barrera natural de las cuencas sedimentarias.

El Arco consta básicamente de dos altos estructurales localizados, el primero en la zona del Río Apa, al norte del Paraguay Oriental, y el segundo al sur de Asunción, en la denominada Saliente de Pilar.

El complejo precámbrico del Río Apa se considera como una prolongación sur del Craton de Guaporé en Brasil. Está constituido por una serie de rocas cristalinas, primordialmente neises graníticos, pegmatitas y anfibolitas intruídas por granitos no deformados. En el extremo noreste se presentan metamorfitas de menor grado de metamorfismo atravesadas por intrusivos graníticos y pórfidos cuarcíferos. El basamento cristalino se halla cubierto en inconformidad por arcosas, cuarcitas y calizas estromatolíticas ligeramente metamorfoseadas y consideradas como del Eocámbrico (Anschutz, 1979). Dataciones radiométricas K/Ar en pegmatitas y anfibolitas del Apa muestran edades entre 1056 y 1250 m.a., muy cercanas a las obtenidas para los granitos de Rondania en Brasil (COMTE and HASUI, 1971). Hacia el sur, en la región del Lago Ypacaraí una granodiorita mostró una edad de 786 m.a., la

cual sugiere también una correlación con el Cratón de Guaporé.

En la Saliente del Pilar, las metamorfitas están representadas por esquistos, cuarcitas, metaarcosas, mármoles y serpentinas, las cuales afloran al sur de Villa Florida. Las rocas ígneas representadas por granitos, granodioritas y vulcanitas ácidas, afloran en los alrededores de Caapucú y edades radiométricas entre 424 y 539 m.a. señalan un magmatismo cámbrico sin aparente relación directa con el Cratón de Guaporé (COMTE and HASUI, 1971).

Desde el punto de vista geotectónico, la cuenca sedimentaria del Silúrico en el Paraguay Oriental se considera más relacionada con el Arco de Asunción que con el de la Cuenca del Paraná (FULFARO, 1986 - Comunicación oral) y para efectos metalogénicos se incluye dentro del primero. Su fuerte control estructural NW-SE concuerda con la tectónica Paleozoico Inferior - Precámbrico.

2.1.1. Provincia Metalogénica del Río Apa

Esta provincia, al igual que las demás incluídas en cada uno de los dominios geológico-tectónicos, se basa más en un estimativo de su potencial que en la concentración de depósitos minerales realmente ubicados en la zona y por lo tanto no debe asimilarse en un todo a la definición universalmente aceptada para "Provincia Metalogénica".

2.1.1.1. Mineralizaciones Identificadas

Como ocurrencias identificadas se pueden mencionar las pegmatitas que parecen ser de origen metamórfico y que además de cuarzo, feldespato y moscovita presentan algunos cristales de turmalina y berilo.

La mina de calizas marmóreas de Vallemí, la más grande con que cuenta el Paraguay, está localizada en el flanco occidental del alto estructural del Apa, en la secuencia Eocámbrica.

2.1.1.2. Potencial Minero

El único trabajo sistemático de prospección, realizado por la Anschutz (1976-1983), destaca un buen potencial para metales básicos y preciosos.

Dentro de los primeros se menciona un ambiente metalogénico de tipo Valle del Mississippi, deducido de la alteración presente en algunas de las rocas calcáreas, la presencia de brechas de colapso y los valores importantes de Pb-Zn-Ba hallados en muestras de sedimentos activos. También se menciona aunque con menor rango de probabilidad la ocurrencia de pórfidos cupríferos en los intrusivos ácidos, en cuyos drenajes se han detectado valores anómalos de cobre y molibdeno.

El mayor potencial parece ser el de metales preciosos específicamente oro, el cual puede presentarse tanto en filones del Precámbrico, como en las cuarcitas del Eocámbrico y en acumulaciones recientes en placeres.

Es importante destacar que en este mismo ambiente en Brasil, en áreas relativamente cercanas, se han ubicado importantes concentraciones de oro. La prospección para este metal debe ser prioritaria en el futuro.

2.1.2. Provincia Metalogénica de Pilar

Caracterizada por la presencia de rocas metamórficas derivadas de sedimentos y vulcanitas y de rocas ígneas especialmente granitos y vulcanitas ácidas. La deformación en algunas áreas ha sido intensa lo cual ha significado un fallamiento y fracturamiento fuerte, favorable desde el punto de vista metalogénico, como canales de transporte de fluidos mineralizantes.

2.1.2.1. Mineralizaciones Identificadas

El tipo de mineralización más evidente detectado en esta provincia es el de vetas y filones de mineral de hierro (Magnetita y Hematita) tanto en las rocas metamórficas como en los intrusivos ácidos (Eckel, 1959, Putzer, 1962). En algunos casos la meteorización de estos filones produce una concentración residual de hierro. Estos prospectos han sido objeto de pequeñas explotaciones que abastecieron de materia prima a una a una incipiente industria siderúrgica en el pasado.

Como ocurrencias de menor importancia y la mayoría de carácter filoniano se pueden citar las de cobre, talco y pirofilita.

2.1.2.2. Potencial Minero

Además del hierro donde se pueden esperar concentraciones mayores, el ambiente metalogénico de metamorfitas y plutonitas permite esperar la presencia de concentraciones de metales básicos y preciosos en condiciones similares a las de la zona de Apa.

Los trabajos de la Anschutz (1976-1983), han detectado importantes anomalías de metales básicos, asociadas con la presencia de sulfuros y zonas de alteración dentro de la secuencia metamórfica, por lo cual se deduce un potencial para sulfuros masivos volcanogénicos. Nuevamente se destaca el potencial de las cuarcitas, con la presencia de una mica de cromo, como posibles acumuladoras de oro, así como la presencia de este metal asociado con plata en depósitos epitermales relacionados con las vulcanitas ácidas.

2.1.3. Provincia Metalogénica del Paraguay Central

Básicamente se incorporan dentro de esta provincia las ocurrencias minerales genéticamente relacionadas con la sedimentación del Silúrico Inferior en el Paraguay Central, atribuida a un evento marino transgresivo (Fulfaro, 1985).

2.1.3.1. Mineralizaciones Identificadas

Numerosos prospectos de manganeso, algunos de ellos objeto de pequeñas

explotaciones artesanales, se mencionan en el Paraguay Central, especialmente en las áreas de Emboscada y Yaguarón. Esta es una de las pocas provincias metalogénicas del Paraguay incluidas en el Mapa Metalogénico de América del Sur (1983). El manganeso parece ser de carácter típicamente sedimentario, aunque en algunos casos, ha sido removilizado y se encuentra controlado estructuralmente por fracturas. Localmente se encuentra acompañado por óxidos de hierro, especialmente hematita.

2.1.3.2. Potencial Minero

La presencia de numerosas manifestaciones de manganeso y las condiciones deposicionales del Silúrico Inferior representan un buen potencial para la ubicación de concentraciones mayores de manganeso parecidas a las encontradas en Brasil en ambientes geológicos similares.

Como aspecto interesante se destaca el potencial uranífero mencionado por la Anschutz (1976-1983) en el conglomerado basal del Silúrico donde además de algunas concentraciones de uranio se presentan anomalías radiométricas bastante fuertes. Se menciona además (Gómez D., 1986 - Comunicación oral) la presencia de algunos valores de oro en clastitas del Silúrico Inferior, lo cual demuestra que se trata de una secuencia cuyo potencial merece ser investigado.

2.2. CUENCA DEL PARANA

A finales del Ordoviviano y comienzos del Silúrico se inicia la generación de un gran aulacógeno de dirección predominantemente NNW-SSE por la ruptura de grandes estructuras continentales a manera de un inmenso "graben" en la parte sur-central de la plataforma suramericana, incluyendo el actual Paraguay Oriental y su parte correspondiente dentro de la Cuenca de Paraná.

La sedimentación se inicia con un conglomerado de tipo fluvial deltaico seguido de una transgresión marina proveniente claramente del oeste, alternando con rápidos eventos regresivos en una plataforma amplia y plana. Los depósitos marinos están constituidos esencialmente por areniscas conglomeráticas, areniscas micáceas y lutitas micáceas.

Una gran transgresión marina se inicia en el Devónico Inferior. No existen afloramientos en el Paraguay Oriental, pero dos perforaciones, Asunción 1 y 2, realizadas por la Pecten (1984), registran más de 150 metros de lutitas micáceas suprayaciendo areniscas, en la parte central-norte de la cuenca en el Paraguay.

Posteriormente se presenta la depositación de las Unidades Gondwanicas, cuya fase inicial muestra una sedimentación fuertemente influenciada por una glaciación y cuya secuencia está constituida por diamictitas, lutitas, arenitas y arcillas pertenecientes al Carbonífero Superior. El Pérmico está constituido por una serie de areniscas, lutitas y diamictitas a las cuales se les atribuye un ambiente fluvio-deltaico causado por una compen-

sación isostática que causa el levantamiento de arcos marginales por deshielo y desplazamiento del Polo en dirección sureste. Hacia la parte alta del Pérmico se presentan sedimentos típicos de bahías costeras con la presencia de bancos calcáreos oolíticos.

En discordancia erosiva sobre clastitas Permo-Carboníferas se presenta una espesa secuencia de areniscas rojas con típica estratificación cruzada, de carácter fluvial, el cual progresivamente se torna en un evento eólico representado por la acumulación de espesas secuencias de areniscas rojas. Todo lo anterior se conoce como el Ciclo Misiones en el Paraguay Oriental, y se considera que fue depositado durante el Triásico Superior-Jurásico (Fulfaro, 1986, comunicación oral). Complejos intrusivos de carácter alcalino con edades a partir de 146 m.a., cortan la secuencia clástica de Misiones. Se presentan en varios sitios de la cuenca y su emplazamiento casi siempre presenta control estructural. Los más importantes conocidos son los de Sapucaí en el Paraguay Central, Ibytyruzú en el sureste y Guazú y Cerro Cora hacia el noreste.

Durante el Jurásico Superior-Cretáceo se presenta una amplia cobertura de lavas basálticas toleíticas genéticamente asociadas con el "rift" del Paraná, el cual precede el rompimiento del supercontinente de Gondwana y la separación de Africa y América del Sur. Estos derrames que cubren gran parte del Paraguay más Oriental se presentan en una franja de dirección Norte-Sur que sigue aproximadamente la orientación del Río Paraná.

Finalmente, dentro de la cuenca se presenta la depositación de conglomerados

dos y areniscas rojizas, secuencia denominada como Formación Patiño y cuya ubicación geográfica se presenta primordialmente en los alrededores de Asunción. Su edad no se precisa claramente pero parece corresponder al Cretáceo Superior -Terciario.

Basaltos olivínicos de la Formación Ñemby, constituyen la última manifestación volcánica datada en 46 m.a. y cuyo emplazamiento está asociado con el abatimiento del Arco de Asunción (Fulfaro, 1985).

Modelo Estructural.- En escala regional la secuencia sedimentaria de la parte oeste de la Cuenca de Paraná toma la forma de un amplio homoclinal buzando suavemente hacia el Este. Los buzamientos raramente exceden los 5° y el plegamiento de las rocas está ausente o es muy suave y amplio (Anschutz, 1976-1983). El modelo es complicado por el gran número de fallas, evidenciado en fotografías aéreas e imágenes ERTS. La mayoría de las fallas se considerará formada en el Mesozoico Tardío, durante un período de fuerte movimiento tensional epirogenético causando intenso fracturamiento y un "rifting" incipiente de la Cuenca de Paraná, período tectónico causado por el rompimiento de Gondwana y relacionado con el proceso de extrusión de basaltos y actividad intrusiva alcalina.

La mayoría de las Fallas NW-SE y NE-SW son controladas por estructuras mayores E-W tipo "graben" centrado en los alrededores de Villarica. La falta de deformación compresional muestra la naturaleza tensional de las fallas y su relación con el emplazamiento de los intrusivos alcalinos parece indicar que algunos de ellos alcanzan grandes profundidades.

Tanto la cartografía geológica como las perforaciones indican un predominio de movimiento vertical con muy poco componente horizontal. El área de la cuenca puede ser dividida en tres zonas estructurales (Anschutz, 1976-1983):

- Zona Norte, la cual presenta pocas fallas y una mínima deformación.
- Zona Central, constituida por una estructura E-W tipo "graben" limitada por grandes fallas, espesos depósitos clásticos y el emplazamiento de "stocks" alcalinos. Esta zona representa un bloque hundido con un posible desplazamiento lateral W con relación a los bloques adyacentes.
- La zona sur presenta una gran cantidad de fallas especialmente dentro y en la zona periférica al basamento cristalino de la Saliente del Pilar. Sus movimientos han sido esencialmente verticales.

2.2.1. Provincia Metalogénica del Sistema Gondwana

Esta provincia, especialmente la relacionada con la secuencia Permo-Carbonífera constituye uno de los ambientes metalogénicos más interesantes en el Paraguay Oriental. La depositación fluvio-deltaica con la presencia de paleocanales meandricos con material orgánico constituye un modelo típico para la generación de depósitos del tipo Oxido/Reducción - Frente Envolvente "Roll Front". La roca fuente se asume en los intrusivos ácidos y alcalinos del basamento cristalino Precámbrico del Arco de Asunción. La prospección de la Anschutz (1976-1983) demostró la presencia de cantidades apreciables de uranio y algo de vanadio en la secuencia Permo-Carbonífera.

2.2.1.1. Mineralizaciones Identificadas

Con base en perforaciones, se ubicaron concentraciones importantes de uranio en los alrededores de Yuty. Los análisis muestran variaciones entre 0.1 y 0.25% de U_3O_8 en intervalos hasta de 3.5 metros y a profundidades variables entre 90 y 240 metros.

La mineralización fue menos intensa en la zona norte en los alrededores de San Estanislao, pero también se han ubicado concentraciones interesantes, siempre relacionadas con el frente de Oxido/Reducción en los clásticos continentales. Si en algún momento los precios del uranio se incrementan, esta es una de las áreas prioritarias para evaluación de los depósitos de este elemento.

2.2.1.2. Potencial Minero

Además de los prospectos de uranio cuyo potencial sigue vigente, es preciso destacar que en Brasil en este mismo tipo de ambiente, se han identificado depósitos de cobre, manganeso y cuarzo (tipo amatista-ágata). Es posible que algunos de estos estén genéticamente relacionados con el magmatismo basáltico del Jurásico-Cretácico que afecta la secuencia sedimentaria del Sistema Gondwana.

2.2.2. Provincia Magmática del "Rift" del Paraná

Dentro del marco geotectónico esta provincia está relacionada con el "Rift"

del Paraná, iniciado en el Jurásico y con dirección predominante N-S y NE-SE y una inflexión posiblemente relacionada con la megaestructura Florianópolis - Río Uruguay - "graben" de Asunción, de dirección predominante E-W (Martin, 1980). Es las zonas de debilidad producidas por el adelgazamiento de la corteza se produjeron fracturas de tensión por donde se inyectaron los basaltos de tipo "Trap" o de meseta y cuya edad varía entre 119 y 147 m.a. Estas fallas y fracturas han controlado también el emplazamiento de complejos alcalinos y carbonatitas relacionadas. algunas de las cuales especialmente los melanocráticas pueden estar relacionadas al episodio magmático del Paraná (Petersen, 1980).

Dentro de esta provincia se incluye también el magmatismo basáltico-olivínico del "graben" de Asunción de edad Terciario-Inferior (46 ± 7 m.a.). Puede tratarse de un episodio magmático diferente, pero dadas las condiciones estructurales similares para su emplazamiento y la forma secuencial de las edades, radiométricas, desde 147 hasta 47 m.a. se infiere una relación genética de todo el ciclo magmático y para efectos del Mapa se presenta como una sola provincia metalogénica.

2.2.2.1. Mineralizaciones Identificadas

El hecho metalogénico más importante de esta provincia es la presencia de carbonatitas relacionadas a los complejos alcalinos. En Paraguay se han identificado carbonatitas en la región de Amambay, donde trabajos de prospección incluyendo perforaciones, han demostrado cantidades interesantes de niobio, tierras raras y fósforo (apatito) y cuyo potencial está aún

por demostrarse (Anschutz, 1976-1983). Recientemente se ha identificado otro cuerpo carbonatítico en la región de Ibytyruzú (Fulfaro, 1986 - comunicación oral).

En el complejo del Sapucaí se encontró oro en un cuerpo de brecha relacionado genéticamente con el emplazamiento de los intrusivos alcalinos.

En la región SE en los alrededores de Encarnación, aparecen depósitos residuales de hierro sobre los basaltos. Se han identificado también depósitos aluviales con ilmenita y placeres con ágata y amatista.

2.2.2.2. Potencial Minero

El mayor potencial de la provincia sigue representado por las carbonatitas que requieren una evaluación más detallada. Los complejos alcalinos especialmente Sapucaí e Ibytyruzú deben ser investigados para oro ya que hay indicios interesantes. En los más leucocráticos se pueden esperar concentraciones de uranio, torio, zirconio y flúor.

Es importante la investigación de fases más diferenciadas (intermedias o asociadas), dentro del vulcanismo basáltico del Paraná, ya que en el Brasil en este tipo de rocas se presenta la mayor concentración de ágata, amatista y topacio. Asimismo, en zonas de contacto de las lavas con areniscas, se pueden esperar algunas concentraciones de cobre y manganeso.

2.3. CUENCA DEL CHACO

La cuenca sedimentaria del Chaco se presenta como una región de características estructurales y sedimentológicas bien definidas dentro del marco geológico-regional del Paraguay. Desde el punto de vista tectónico, se halla limitada por la estructura fallada que constituye el límite occidental del Arco de Asunción. El basamento parece constituido por bloques fallados en tectónica de tipo "horst y graben" los primeros constituyendo los altos estructurales que separan las subcuencas, las cuales han sido definidas por perforaciones petrolíferas. El basamento está constituido por rocas paleozoicas y mesozoicas de carácter predominantemente clástico, las cuales infrayacen sedimentos continentales terciarios derivados en su gran mayoría de las cuencas andinas y del Precámbrico del Arco de Asunción. Las sedimentitas terciarias son en general de carácter fluvial, eólico y lacustre, algunas de ellas originadas en climas áridos y de alta evaporación.

2.3.1. Provincia Cenozoica del Chaco y Acumulaciones Recientes

Realmente el conocimiento geológico del Chaco es muy limitado y en su mayoría proviene de los estudios geofísicos y perforaciones para petróleo. Es por lo tanto difícil hablar de una provincia metalogénica en el sentido estricto de la palabra, pero sí se ha podido establecer que a medida que avanzan los reconocimientos geológicos, aparecen indicios de mineralización especialmente de aquellas relacionadas con cuencas evaporíticas.

En cuanto a acumulaciones recientes, es lógico suponer que estas se presen-

tan no solo en el Chaco sino también en el Paraguay oriental y que este término se refiere esencialmente a las acumulaciones mecánicas relacionadas con depósitos aluviales.

2.3.1.1. Mineralizaciones Identificadas

Se han identificado en el Chaco tres o cuatro prospectos de yeso y anhidrita, de los cuales el más importante es el de Lagerenza, actualmente en estudio de evaluación (Gómez, D., 1986 - comunicación oral). Asimismo, cuencas superficiales con algún contenido de haluros. Aunque no es tema del Mapa Metalogénico, se debe mencionar que en la actualidad, compañías multinacionales adelantan perforaciones petrolíferas en la parte sur del Chaco paraguayo, en límites con Argentina, donde en condiciones geológicas similares, se han localizado pozos productivos.

2.3.1.2. Potencial Minero

El ambiente geológico del Chaco es favorable para la ubicación de nuevos prospectos de yeso y anhidrita, sales de sodio y eventualmente de potasio. Se menciona la posibilidad de prospectos de uranio del tipo Calcreta aunque una investigación preliminar realizada por la OIEA (Premoli y Velásquez, 1982) no dió resultados positivos.

En cuanto a depósitos recientes, se infieren algunas posibilidades aunque remotas, de acumulaciones de estaño derivado del sistema andino de Bolivia y acumulado en los aluviones del Chaco. En el Paraguay Oriental, tal vez

lo más importante y que debe ser objeto de investigación, es la presencia de aluviones auríferos en la región del Río Apa. Además, la presencia de piedras preciosas y semipreciosas en aluviones derivados de los derrames volcánicos del "Rift" del Paraná.

3. SIMBOLOGIA

La simbología adoptada para el Mapa Metalogénico de Paraguay es acorde con la de la Comisión del Mapa Metalogénico de América del Sur.

Los seis parámetros que definen cada ocurrencia mineral se ubican directamente en el Mapa (Anexo 1) y algunas explicaciones adicionales pueden incluirse dentro del presente capítulo.

Una de las variaciones introducidas tiene que ver con el parámetro TAMAÑO donde en vez de la clasificación tradicional por tonelaje según el tipo de depósito, las ocurrencias del Paraguay, teniendo en cuenta su grado de investigación, se han incorporado dentro de las siguientes tres categorías:

- Prospecto

Ocurrencia para la cual se ha realizado una investigación tal como perforación, apiques o trincheras, pero insuficiente para establecer su tamaño o valor.

- Ocurrencia

Sitio en el cual se ha identificado algún tipo de mineralización, pero

donde no se ha realizado investigación que permita determinar el potencial de dicha mineralización. Asimismo, donde la investigación desarrollada permite determinar que no tiene significado económico al menos en las condiciones actuales.

- Indicio

Señas de una mineralización incipiente, determinada directamente sobre el terreno o por medios indirectos tales como geofísica o geoquímica (anomalía).

(Algunos otros detalles o modificaciones serán incorporados en el Texto Explicativo definitivo).

4. REFERENCIAS

(Un listado completo de las Referencias será incorporado dentro del Texto Explicativo Definitivo).

ANEXO 3

1

LISTADO DE OCURRENCIAS MINERALES

PROYECTO
PAR 83/005
MDN-NN.UU.

BANCO DE DATOS METALOGENICO

Informe de Proyecto

Fecha
27/02/86

No.	NOMBRE	CODIGO	M o MET.	COORDENADAS	
				LAT.	LONG.
1	San Antonio	9a8-10A3	U	2635	5614
2	Est. San Luis	9a10-7C2	U	2223	5728
3	Yarati-i	9a8-10A3	U	2633	5612
4	San Miguel	9a8-10A3	U	2631	5614
5	Typychaty	9a8-10A3	U	2629	5609
6	Yataity	9a8-10A3	U	2621	5609
7	Mbutuy	9a8-10B3	U	2510	5622
8	Mbutuy	9a8-10B3	U	2457	5619
9	San Estanislao	9a8-10B3	U	2441	5630
10	Moisés Bertoni	8c8-10C3	F	2620	5630
11	Potrero Ita	9a8-7(10)C3	U	2632	5610
12	Cerrito	9a9-5C5	U	2548	5703
13	Potrero Benitez	9a8-7C3	U	2635	5550
14	San Ignacio	9a8-7C4	U	2650	5645
15	Rio Verde	9a10-7C1	U	2345	5615
16	Est. Oro	9a10-7C1	U	2245	5720
17	San José	9a8-10B2	U	2520	5653
18	Caacupé	9a8-10B2	U	2526	5708
19	Colonia San Alfredo	9a8-3C2	U	2252	5723
20	Emboscada-1	10a8-7B2	Mn	2505	5717
21	Emboscada-2	10a8-7B2	Mn	2506	5722
22	Yaguarón	10a8-10C4	Mn	2534	5718
23	San Juan Baustista	10a8-7C4	Mn	2640	5710
24	Cerro Coi	10a8-7C6	Mn	2519	5724
25	Cerro Choroni	10a8-7C6	Mn	2517	5724
26	Cerro Patiño	10a8-7C6	Mn	2521	5721
27	Mbuyapey	10a6-2C2	Mn	2608	5637
28	Apichapa	2a10-7B1	Fe	2612	5710
29	Est. del Puerto	2a10-7B1	Fe	2614	5712
30	Ita-cua	2a5-7B1	Fe	2631	5702
31	San Miguel	2a10-7C1	Fe	2632	5703
32	Yarati-i	2a8-7B3	Fe	2633	5613
33	Yaguary	2a10-8C1	Fe	2616	5709
34	Co. Pindura	2a10-7C1	Fe	2611	5711
35	Encarnación	2a6-9B8	Fe	2715	5553
36	Minas-cué	2a8-10A2	Fe	2130	5653
37	Sapucai	2a9-7C5	Fe	2545	5653
38	Carmen del Paraná	2a6-9B8	Fe	2715	5554
39	Hohenau	2a6-9B8	Fe	2707	5535
40	Pirapó	2a8-10B3	Fe	2633	5618

41	San Alfredo (Chaco)	2a6-9C7	Fe	1950	6053
42	Co. Cnel. Cabrera	2a6-9C7	Fe	1939	6142
43	Est. Caracol	5b5-7C1	Ni (Co)	2215	5714
44	Est. San Luis A. Rio de la Paz	5a8-2C2	Cr	2220	5737
45	Paso Pindo	3a5-7B1	Cu	2620	5708
46	Santa Clara	3a7-7C5	Cu	2650	5525
47	Cerro Paiva	3a10-8C1	Cu	2217	5723
48	Sapucaí	3a9-3C5	Cu	2542	5659
49	Aguas Frias	7a8-11C1	Pb	2240	5715
50	Est. Centurión	7a5-11C2	Pb	2217	5733
51	Machuca-cué	7a8-10C2	Pb	2240	5705
52	Loma Forá	7a8-11C2	Pb	2231	5720
53	Itape	3d10-7C2	CuZn (Ag)	2608	5713
54	Alto Apichapa	7c10-7C2	PbZn	2614	5714
55	Alto Paso Pindo	7a10-7C2	Pb	2620	5710
56	Co. Boggiani	10b9-9B3	Al	2135	5800
57	Sapucaí	4a9-7C5	Au	2543	5657
58	Ao. Niño	4b10-7C2	Ag	2605	5716
59	Sargento López	4e5-1B1	Be	2223	5655
60	Est. San Luis	4e10-1B1	Be	2224	5729
61	Santa Sofía	4e10-1B1	Be	2222	5707
62	Cachimbo	6a8-2A3	Co	2527	5607
63	Valle-mi	6a8-2A2	Co	2211	5756
64	Lagerenza	6a6-6A7	Co	1955	6050
65	Est. León	6a5-11C1	Co	2623	5708
66	Cerro León	6a6-6C6	Co	2023	6032
67	Sur F Pérez	6b6-6B7	Na	1930	6015
68	Salinas	6b6-6B7	Na	2130	5920
69	Charara	10d10-7B1	pirofil./pyrophyll.	2614	5714
70	Las Mercedes	10e12-7B1	Talco/Talc	2631	5703
71	Fuerte Olimpo	8d10-7B1	Ba	2106	5800
72	Itagua	10c8-11A2	Gr.cian./Kyanite gr	2523	5721
73	Ybyturuzú	11c9-5C5	TR/RE	2546	5615
74	Co. Corá	1d9-(3)5A5	NbTa	2240	5555
75	Co. Guazú	11c9-(3)5A5	TR/RE	2305	5601
76	Co. Sarambi	2e9-(3)5A5	P	2244	5604
77	Acaray	11d7-7C5	diamante/diamond	2705	5538
78	Carmen del Paraná	11d6-4C8	diamante/diamond	2714	5607
79	Cap. Miranda	11d7-7C5	diamante/diamond	2713	5549
80	Hohenau	11d6-4C8	diamante/diamond	2705	5535
81	Alto Aquidaban	11d6-4C8	diamante/diamond	2234	5554

1. INTRODUCCION

En el presente informe se consignan los resultados obtenidos en la segunda misión del autor al Paraguay, dirigida al seguimiento de las acciones encaminadas a la elaboración del "Mapa Metalogénico del Paraguay" uno de los objetivos del Proyecto de Cooperación PAR/83/005 ejecutado por Naciones Unidas/DTCD y Organismos de la Contraparte Nacional.

La misión, complementaria a la realizada a mediados del año anterior, tuvo una duración de 6 semanas y se desarrolló de acuerdo al cronograma de la página 4. Los objetivos primordiales de la misión se destacan a continuación:

- Supervisión de los trabajos elaborados por el Grupo Nacional del Mapa Metalogénico.
- Reconocimiento de campo de la zona Río Apa, considerada como de potencial minero.
- Trabajo conjunto con los profesionales de la contraparte en la compilación, codificación y sistematización de la información para el Mapa Metalogénico.

- Capacitación del Personal Nacional a través de charlas técnicas sobre Metalogénesis, dictadas en el Departamento de Geología del Instituto de Ciencias Básicas (UNA).

Los trabajos se desarrollaron conjuntamente con el Grupo Nacional integrado por los siguientes profesionales:

Juan Carlos Velazquez, Consultor Nacional

Carmen Pereira, Geóloga del DIM

Orlando Oporto, Geólogo del ICB

La sede de trabajo está ubicada en las instalaciones del Departamento de Geología, ICB.

Durante el desarrollo de la misión se contó con la magnífica colaboración del CTA del Proyecto doctor J.H. Palmieri y el director de la contraparte nacional, Capitán Conrado Cáceres E. A ellos y al grupo del Mapa Metalogénico quiero expresarles mis agradecimientos. También al programador, Francisco Gómez de la Fuente, quien tuvo a su cargo la sistematización y entrada de datos.

Fue importante para el éxito de la misión la magnífica colaboración prestada por los directivos y técnicos de los siguientes organismos: DRM del MOPC, IGM, ICB, MDN, y STP. Asimismo, se destaca la cooperación del personal de la oficina del PNUD en Asunción.

2. ACTIVIDADES REALIZADAS

A continuación se presentan las actividades desarrolladas durante la misión, esquematizadas en el el cronograma de la página 4 .

2.1. Evaluación de los Trabajos Efectuados

Durante la primera semana se llevó a cabo la evaluación de los trabajos efectuados por el Grupo Nacional, de acuerdo con lo previsto en el cronograma propuesto por el autor durante su primera misión de consultoría.

En general los trabajos avanzaron en la forma prevista a excepción de los reconocimientos de campo donde se presentaron algunos inconvenientes de transporte y dificultad de acceso a las áreas seleccionadas.

La compilación y evaluación de la información metalogénica se desarrolló en forma normal y en alto porcentaje se encuentra ubicada en el Mapa Base (Ver ANEXO 1, al presente informe) y en las bases topográficas escala 1:250.000.

Por parte del autor se realizaron algunas modificaciones especialmente en lo relacionado a los parámetros que definen la codificación de las ocurrencias minerales.

2.2. Análisis y Estandarización de la Nueva Información

En forma conjunta con el Grupo Nacional se llevó a cabo la evaluación y estandarización de la nueva información obtenida por los técnicos nacionales. Asimismo, durante la misión del autor, se colectó información adicional, especialmente la producida durante los trabajos de exploración de la Anschutz Co., facilitada por la DRM/MOC, relacionada primordialmente con uranio, metales básicos y metales preciosos. Esta información fue analizada y estandarizada con el objeto de ubicarla tanto en el Mapa Metalogénico como en el Banco de Datos que actualmente se adelanta, utilizando el computador adquirido por el Proyecto. Más de 80 ocurrencias minerales han sido identificadas y aparecen ubicadas en los ANEXOS 1 y 3 al presente informe.

2.3. Reconocimiento de Campo

En compañía del experto nacional J.C. Velazquez, así como del consultor en J.V. Fulfaró y de contraparte D. Alvarenga, se realizó un reconocimiento de la Región Apa en la parte N del Paraguay Oriental.

La visita de campo tuvo como objetivo primordial el conocimiento del ambiente geológico de la zona y su posible potencial como generador de depósitos minerales. Esto último, en consideración a los trabajos de exploración realizados por la Anschutz Co., donde se detectaron anomalías geoquímicas y geofísicas importantes y también por su relación con un ambiente similar en la zona aledaña de Brasil donde se han ubicado algunos depósitos minerales.

Desde el punto de vista metalogénico, las observaciones se limitaron a la identificación de algunas pegmatitas del Precámbrico y un nivel de cuarcitas del Paleozoico Inferior, interesante por la posible presencia de oro, detectado en un par de muestras de sedimentos activos colectadas por personal de Anschutz Co., y presente en cuarcitas similares en el lado brasileño. La escasez de afloramientos y el poco tiempo disponible para la visita, no permitieron una mayor apreciación del potencial mismo de la zona, el cual, debido a los factores arriba mencionados, sólo podrá ser definido mediante una exploración sistemática del terreno.

2.4. Sistematización de la Información

Toda la información metalogénica una vez evaluada y codificada, está siendo sistematizada e ingresada al Banco de Datos del Proyecto PAR/83/005. Esta información está siendo archivada en "diskettes" y permitirá mediante programas sencillos, la obtención de listados tanto por parámetros geográficos como metalogénicos. Por ejemplo:

- Número y Tipo de ocurrencias minerales localizadas en el Departamento de Paraguarí.
- Depósitos genéticamente relacionados a los Complejos Alcalinos del Paraguay.

Lo anterior se basa en la codificación utilizada en la elaboración del Mapa Metalogénico de América del Sur y por lo tanto permitirá en cualquier momen-

to la integración de la información metalogénica del Paraguay al Sistema Suramericano. También se facilitará la actualización de la información metalogénica mediante una alimentación sencilla al archivo del computador.

2.5. Mapa Metalogénico Preliminar y Texto Explicativo

Esta sección se presenta en los ANEXOS 1 y 2 al presente informe.

2.6. Otras Actividades

- A solicitud del CTA del Proyecto, se programó un taller sobre Aspectos Metalogénicos.

Las conferencias fueron dictadas en las instalaciones del ICB (UNA), los días 19, 20 y 21 de Febrero, con participación de los geólogos del Proyecto, de entidades oficiales y algunos estudiantes. Los tópicos incluyeron la génesis de depósitos de uranio, posiblemente los de mayor interés en el Paraguay; ambientes metalogénicos favorables para la acumulación de metales básicos y principios generales sobre evaluación económica y negociación de depósitos minerales.

- Conjuntamente con el CTA del Proyecto, se analizaron los aspectos relacionados con la creación de un INSTITUTO PARAGUAYO PARA EL DESARROLLO DE LOS RECURSOS NATURALES y específicamente del documento preparado por el asesor interregional Tomás Walde/DTCD. A este respecto, la creación

del Instituto parece plenamente justificada, ya que permitirá una racionalización de todas las actividades del sector, que hoy presentan problemas de duplicidad y descoordinación debido a su dispersión en numerosos entes oficiales. Asimismo, permitirá asegurar la continuidad de la actividad geológico-minera iniciada en los proyectos de cooperación con Naciones Unidas.

Dentro de las posibles funciones del Instituto (T. Walde), aparece como opcional lo relacionado con la evaluación del potencial hídrico del Paraguay.

El autor considera que la exploración y evaluación de dicho potencial debe ser labor del INSTITUTO ya que está íntimamente ligado a los aspectos geológicos e hidrogeológicos. En lo que respecta al manejo y distribución del agua, éstos podrían realizarse por organismos nacionales o regionales como sucede hoy con CORPOSANA Y SENASA.

- En lo relacionado con la continuidad de la Cooperación Técnica de Naciones Unidas a través de la implementación de proyectos relacionados con el Mapa Geológico Escala 1:250.000 y la evaluación del potencial minero para fertilizantes y materiales de construcción, ésta se considera de gran utilidad para el Paraguay ya que ahorraría una importante cantidad de divisas causadas hoy por la importación de dichos insumos.

Además, los trabajos de exploración realizados indican que el país presenta un buen potencial para la ubicación de los recursos arriba men-

cionados. En el diseño de los Documentos de Proyecto es necesario realizar un análisis detallado de los recursos humanos y materiales de la Contraparte Nacional. En las actuales circunstancias la situación económica de las entidades oficiales es difícil y por lo tanto se hace necesario contemplar alternativas para que con insumos del PNUD se puedan cubrir algunas áreas críticas para asegurar el éxito del Proyecto. De acuerdo al conocimiento de la situación actual, el autor considera prioritarios los siguientes aspectos:

- Una sede adecuada para el funcionamiento de las oficinas del Proyecto, que permita una coordinación efectiva de todos los Grupos de Trabajo.
- Disponibilidad de por lo menos 4 vehículos de campo en perfecto estado. Mantenimiento adecuado de los mismos, para lo cual es indispensable lograr la asignación de conductores por la Contraparte Nacional.
- Equipo de Laboratorio: Dos áreas son críticas: Análisis Químicos y Geoquímicos (Espectrografía y Absorción Atómica) y Análisis Petrográfico-Mineralógicos (Equipo para Secciones Delgadas y Pulidas).
- Equipos de Oficina: Escritorios, archivadores, mesas de dibujo, fotocopadoras, máquinas de escribir, etc.
- Bibliografía. Es totalmente necesario adquirir textos especializados y asegurar la suscripción a revistas ya que no se cuenta con una biblioteca especializada en el Paraguay.

ANEXO 2

TEXTO EXPLICATIVO DEL MAPA METALOGENICO

En este anexo se presenta una propuesta para el Texto Explicativo del Mapa Metalogénico del Paraguay, el cual se basa en los siguientes criterios:

- Adaptación al Mapa Metalogénico de América del Sur.
- Actualización y modificación de los conceptos expresados en el Informe Técnico de la misión anterior (Julio 1985).
- Inclusión de los criterios geológicos desarrollados por el Grupo del Mapa Geológico del Paraguay.

Este documento será la base del "Texto Definitivo" que será redactado durante la próxima misión de consultoría a realizarse a finales de Junio del presente año.

INAUGURAL - DISSERTATION

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Naturwissenschaftlich-Mathematischen Gesamtfakultät

der

Ruprecht - Karls - Universität

Heidelberg

vorgelegt von

Diplom-Geologe Peter René Bitschene

aus Heidelberg

- 1987 -

Mesozoischer und känozoischer anorogener Magmatismus in
Ostparaguay: Arbeiten zur Geologie und Petrologie zweier
Alkaliprovinsen

Gutachter: Prof. Dr. Hans Joachim Lippolt
Prof. Dr. Gerhard Frenzel

IN NOVA FERT ANIMUS MUTATAS DICERE FORMAS CORPORA

(aus den "METAMORPHOSEN" des OVID)

MEINEN ELTERN GEWIDMET

Mesozoischer und känozoischer, anorogener Magmatismus in Ostparaguay: Arbeiten zur Geologie und Petrologie zweier Alkaliprovinsen

Inhaltsübersicht

1	Einleitung	1
1.1	Vorbemerkungen zur Durchführung des Projektes	2
1.2	Zielsetzungen und Problemstellungen	3
1.3	Landeskundlicher Überblick von Ostparaguay und Lage der Arbeitsgebiete	4
1.4	Abriß der Geologie von Ostparaguay	6
1.4.1	Die stratigraphische Gliederung	8
1.4.2	Die Einheiten der Gliederung	10
1.4.2.1	Der kristalline Unterbau	10
1.4.2.2	Die eokambrischen bis altpaläozoischen Sedimente	12
1.4.2.3	Die jungpaläozoischen Sedimente	13
1.4.2.4	Die mesozoischen Sedimente und Magmatite	14
1.4.2.5	Die känozoischen Sedimente und Vulkanite	15
1.5	Planung und Durchführung des Projektes	16
2	Methodische und analytische Grundlagen	18
2.1	Probennahme und Probenaufbereitung	18
2.1.1	Aufbereitung der Pulverpräparate	18
2.1.2	Aufbereitungsgang der Mineral- und der Gesamtgesteinspräparate	19
2.2	Messung der Haupt- und Spurenelemente mit der winkeldispersiven Röntgenfluoreszenz-Analyse (RFA)	21
2.2.1	Die Entstehung der Röntgenfluoreszenzstrahlung	22
2.2.2	Das Meßprinzip der RFA	22
2.3	Auswertprobleme und geochemische Parameter	24
2.4	Analyse der Seltenen Erden (SE) mit der atomaren Emissionsspektroskopie (ICP-AES)	27
2.4.1	Theoretische und apparative Grundlagen zur ICP-AES	27
2.4.2	Grundlagen der Geochemie der SE	29
2.4.3	Die Abtrennung und Messung der SE	30
2.5	Sr-Isotopie-Untersuchungen	32
2.5.1	Die Bedeutung der Sr-Isotope für die Petrogenese basischer Magmatite	32
2.5.2	Vorbereitung und Durchführung von Sr-Isotopiemessungen	34
2.5.3	Die Rückrechnung auf die Sr-Isotopen-Anfangsverhältnisse	35
2.6	K-Ar-Altersbestimmungen	36

2.6.1	Voraussetzungen und Prinzip	36
2.6.2	Die Messung der Ar-Isotope mit dem Gasmassenspektrometer	38
2.6.3	Die Messung des Kaliums mit dem AES-Flammenphotometer	40
2.7	Verzeichnis der Tabellen und Abbildungen mit wichtigen Daten und Verzeichnis der Fototafeln	41
3	Geologie der Guairá-Paraguarí-Alkali-Provinz am Beispiel der Cordillera-del-Ybytyruzú und von Vergleichsaufschlüssen	42
3.1	Das Paranábecken als geologischer Rahmen	43
3.1.1	Anlage und Bau	43
3.1.2	Stratigraphische Gliederung	45
3.2	Magmatische Pulse in Ostparaguay	49
3.3	Kenntnisstand über den mesozoischen Magmatismus am W-Rand des Paranábeckens in Ostparaguay	50
3.3.1	Basaltische Gesteine	50
3.3.2	K-betonte Alkalimagmatite	52
3.4	Der mesozoische Alkali-Subintrusiv-Komplex der Cordillera-del-Ybytyruzú	53
3.4.1	Tektonischer Überblick	57
3.4.2	Geologischer Überblick	60
3.4.3	Die Geologie der C.-del-Y. und ihrer Umgebung (Bericht zur geologischen Karte "Villarrica", 1 : 100000)	64
3.4.3.1	Bisherige Bearbeitungen	66
3.4.3.2	Die Sedimentgesteine	69
3.4.3.2.1	Die Pañetey-Formation	69
3.4.3.2.2	Die Ybytyruzú-Formation	72
3.4.3.2.3	Die Salto- und Garay-Fazien (Misiones-Formation)	73
3.4.3.2.4	Die Misiones-Formation s. s.	74
3.4.3.2.5	Junge Bodenbildungen und Konkretionen	75
3.4.3.3	Die Sonderformen (Säulensandsteine und "Tapyta")	77
3.4.3.3.1	Die Säulensandsteine	77
3.4.3.3.2	Tapyta (Rotes Feuer)	81
3.4.3.4	Der Fossilinhalt der Sedimente und ihre stratigraphische Stellung	82
3.4.3.5	Die magmatischen Gesteine der Cordillera-del-Ybytyruzú	83
3.4.3.5.1	Die basaltischen Gesteine (Alto-Paraná-Formation)	84
3.4.3.5.2	Die K-betonten Alkalimagmatite (Alto-Paraná-Formation)	90
3.4.3.5.2.1	Die Plutonite	91

	3.4.3.5.2.2 Die Vulkanite . . .	92
	3.4.3.6 Die Sonderformen (Strahlsteine und Brek- zien)	98
	3.4.3.7 Die geologische und paläogeographische Entwicklung der Cordillera-del-Ybytyruzú	101
	3.4.3.8 Lagerstättenkundliche Aussagen	103
	3.4.3.8.1 Steine und Erden	103
	3.4.3.8.2 Erz- und Elementanreicherungen .	10
3.5	Repräsentative Vergleichsaufschlüsse und ihre Gesteine . .	107
	3.5.1 Die Kernbohrung in den Paranábasalten bei Pto.- Pdte.-Stroessner	108
	3.5.1.1 Geologisches Auftreten	108
	3.5.1.2 Petrographie	110
	3.5.1.3 Geochemie und Isotopengeochemie	111
	3.5.1.4 Altersstellung und Vergleich	112
	3.5.2 Der Diabas bei Caaguazú/Agua-Rica	112
	3.5.2.1 Geologisches Auftreten	112
	3.5.2.2 Petrographie	113
	3.5.2.3 Geochemie und Isotopengeochemie	113
	3.5.2.4 Altersstellung und Vergleich	114
	3.5.3 Das Alkaliintrusivgesteins-Vorkommen bei Agua- Pety-Porton	115
	3.5.3.1 Geologisches Auftreten	115
	3.5.3.2 Petrographie	115
	3.5.3.3 Geochemie und Isotopengeochemie	117
	3.5.3.4 Altersstellung und Vergleich	118
	3.5.4 Das Alkaliintrusivgesteins-Vorkommen am Cerro- Santo-Tomas bei Paraguari	119
	3.5.4.1 Geologisches Auftreten	119
	3.5.4.2 Petrographie	121
	3.5.4.3 Geochemie und Isotopengeochemie	122
	3.5.4.4 Altersstellung und Vergleich	124
3.6	Begründung für die Aufstellung der Guairá-Paraguari-Alka- li-Provinz (GPAP)	125
4	Petrologie der Magmatite der Guairá-Paraguari-Alkali-Provinz . .	127
	4.1 Petrographie der Magmatite der GPAP	127
	4.1.1 Die basaltischen Gesteine	127
	4.1.1.1 Makroskopische Beschreibung	127
	4.1.1.2 Strukturelle Merkmale	128
	4.1.1.3 Beschreibung der Einzelminerale	128
	4.1.2 Die K-betonten Tiefengesteine	131
	4.1.2.1 Makroskopische Beschreibung	131
	4.1.2.2 Strukturelle Merkmale	132
	4.1.2.3 Mineralogische Zusammensetzung	132
	4.1.2.4 Beschreibung der Einzelminerale	132

4.1.3	Die K-betonten Gang- und Ergußgesteine	139
4.1.3.1	Makroskopische und strukturelle Merkmale	139
4.1.3.2	Beschreibung der Einzelminerale	140
4.1.4	Die Einschlüsse in den Alkalimagmatiten	146
4.1.5	Die Sonderformen (Strahlsteine und Brekzien)	147
4.1.5.1	Die Strahlsteine	147
4.1.5.2	Die Brekzien	148
4.2	Klassifikation und Nomenklatur der magmatischen Gesteine	149
4.2.1	Die K-betonten Alkalimagmatite	149
4.2.1.1	Klassifikation nach dem Modus	150
4.2.1.2	Geochemische Klassifikation	153
4.2.2	Die basaltischen Gesteine	157
4.3	Geochemische Untersuchungen (Haupt- und Spurenelemente)	159
4.3.1	Die Hauptelemente: Variationsdiagramme und geochemische Trends	159
4.3.2	Die Spurenelemente: Variationsdiagramme und geochemische Trends	166
4.3.3	Elementverhältnisse	172
4.3.4	Die Seltenen Erden	175
4.3.4.1	Die SE-Gehalte der Basalte	175
4.3.4.2	Die SE-Gehalte der K-betonten Alkalimagmatite	177
4.3.4.3	Überlegungen zu den SE-Gehalten der mesozoischen Magmatite	181
4.3.5	Schlußfolgerungen	183
4.4	Isotopengeochemische Untersuchungen (Sr-Isotopie)	186
4.4.1	Bisherige Sr- (und O-) isotopische Untersuchungen an Basalten und Alkalimagmatiten des Paranábeckens	186
4.4.2	Sr-Isotopie von Basalten und Alkaligesteinen der GPAP	189
4.4.3	Schlußfolgerungen	193
4.5	K-Ar-Chronologie der Magmatiten der GPAP	194
4.5.1	Bisherige K-Ar-Altersbestimmungen an mesozoischen Magmatiten Ostparaguays	196
4.5.2	K-Ar-Altersbestimmungen an Mineralpräparaten der K-betonten Alkalimagmatite der GPAP	197
4.5.3	K-Ar-Altersbestimmungen an basaltischen Gesteinen der GPAP	202
4.6	Vergleiche mit verwandten Magmatiten in Brasilien und Südwest-Afrika (Namibia und Angola)	205
4.6.1	Mesozoische Basalte	205
4.6.2	Mesozoische Alkalimagmatite	206
4.6.3	Die mesozoischen Alkaligesteinsvorkommen Südamerikas und Südwest-Afrikas (Namibia und Angola) im Vergleich	208

5	Känozoischer, anorogener Magmatismus in Ostparaguay am Beispiel der Asunción-Vulkanit-Provinz	212
---	---	-----

5.1	Geologische Einführung und Problemstellung	212
5.1.1	Lage und geologischer Überblick	213
5.1.2	Historischer Abriß und Kenntnisstand	215
5.1.3	Feldbeobachtungen	216
5.1.4	Kurzbeschreibung bearbeiteter Aufschlüsse	219
5.2	Petrographie der Vulkanite	221
5.2.1	Die Alkalibasalte	221
5.2.2	Die spinellführenden Lherzolithe	231
5.2.3	Die Phonolithe	232
5.2.4	Die Pyroklastika	234
5.3	Nomenklatur nach Modus und Norm	235
5.4	Geochemie der Vulkanite	238
5.4.1	Hauptelemente und geochemische Klassifikation	238
5.4.2	Spurenelemente und Differentiationstrends	241
5.4.3	Die SE-Gehalte	243
5.5	Sr-Isotopie-Untersuchungen und Herkunft der Vulkanite	246
5.6	K-Ar-Altersbestimmungen	248
5.7	Geologische und petrologische Entwicklung der Alkalibasalte und geotektonisches Modell	252
5.8	Tertiärer Magmatismus in Ostparaguay im Vergleich mit weiteren Vorkommen in Südamerika und im Südatlantik	254
6	Zusammenfassung der Ergebnisse und Folgerungen	256
6.1	Zusammenfassung der Ergebnisse	257
6.1.1	Geologie und Stratigraphie der Cordillera-del-Ybytyruzú	257
6.1.2	Die Magmatite der Guairá-Paraguarí-Alkali-Provinz	258
6.1.2.1	Die basaltischen Gesteine	258
6.1.2.1.1	Petrographie	258
6.1.2.1.2	Geochemie	259
6.1.2.1.3	Sr-Isotopie	259
6.1.2.1.4	K-Ar-Altersbestimmungen	260
6.1.2.1.5	Petrogenese	260
6.1.2.2	Die K-betonten Alkalimagmatite	260
6.1.2.2.1	Petrographie	261
6.1.2.2.2	Geochemie	262
6.1.2.2.3	Sr-Isotopie	263
6.1.2.2.4	K-Ar-Altersbestimmungen	264
6.1.2.2.5	Petrogenese	264
6.1.2.3	Geotektonisches Modell für die Platznahme der Magmatite in der Guairá-Paraguarí-Alkali-Provinz	265
6.1.3	Die vulkanische Asunción-Alkali-Provinz	266
6.2	Das geologische und geotektonische Panorama am W-Rand des Paranábeckens in Ostparaguay im Jungphanerozoikum	267
6.2.1	Die geologische Entwicklung vom Perm bis in die	267

Kreide

6.2.2	Der Jura-Kreide-Magmatismus	267
6.2.3	Die Entwicklung im Tertiär	269
6.2.4	Die Entwicklung im Quartär	270

7	Literaturverzeichnis	273
---	--------------------------------	-----

8 Anhang:

	Auflistung der Einzel-Meßergebnisse	293
	Geologische Karte 1 : 100000 "Villarrica"	
	Geologische Schnitte	
	Aufschlußkarte und Verzeichnis der Probenfundpunkte . .	307
	Anerkennungen	315
	Lebenslauf und Publikationsliste	317

Abstract

This thesis deals with the geology of the Cordillera del Ybytyruzú (C. del Y.) and with petrological investigations of magmatites from the Mesozoic Guairá-Paraguarí Alkaline Province (GPAP) and from the Cenozoic Asunción Alkaline Province (AAP).

The C. del Y. is an alkaline subintrusive complex at the western margin of the Paraná-basin in Eastern Paraguay and consists of Upper Permian red-bed sediments (Independencia group), Mesozoic sandstones (Misiones formation) and Upper Jurassic to Lower Cretaceous basalts and K-rich alkaline rocks (Alto-Paraná formation)

Based on their P- and Ti-contents the basaltic rocks (tholeiites to latites) of the GPAP may be subdivided into LPT- (resp. LTi-) basalts and HPT- (resp. MTi- and HTi-) basalts. Judging from their REE-spectra the HPT- and LPT-basalts have not evolved from the same parent magma. The HPT-basalts of the C. del Y., however, may have differentiated from a tholeiitic parent magma. HPT-basalts, according to their Sr_1 -ratios between 0,7059 and 0,7061, are considered as derivatives of a heterogeneous upper mantle of the earth's continental lithosphere, crustally not significantly contaminated.

Emplacement of the basalts occurred 136 - 108 (?) Ma ago. The younger K-Ar ages (116 - 108 Ma) are attributed to thermal overprinting. Within the GPAP alkali- and LILE-rich MTi- and HTi-basalts follow upon preceding LTi-basalts. This stratigraphic record reflects in its vertical sequence the lateral division of the Paraná-basin into a southern LTi-province and a northern HTi-province (BELLIENI ET AL. 1983 ff.).

The K-rich alkaline rocks (plutonites, dike rocks, volcanites) of the GPAP show a characteristic paragenesis of magnetite and biotite and of alkali feldspar and Na-foid.

The alkaline rocks are mostly miaskitic and display high concentrations both in compatible and incompatible elements. Differentiation processes are restricted to the fractionation of a Cu-Co-phase (ore-mineral ?) and of magnetite with biotite rims, when MgO is lower than 3 %. The REE-spectra and Sr_1 -ratios (0,7069 - 0,7077) show that the various K-rich alkaline rocks do not comply with simple differentiation processes nor do they appear as derivatives from the Paraná basalts. After their petrographical and geochemical signatures the alkaline rocks are a mixture of mafic (gabbro, basanite, mica pyroxenite, cummulate ?) and felsic (syenite, trachyte) compounds. K-metasomatic overprinting is an adherent process.

Ihren Ursprung können die Teilmagmen in einem inhomogenen, an $^{87}\text{Sr}_{\text{rad}}$ -angereicherten kontinentalen Lithosphärenbereich (oberer Mantel, untere Kruste) haben. Eine mögliche Quelle K-reicher Basanite sind Glimmer-Pyroxenite.

Nach den K-Ar-Altern von Biotiten (132 - 124 Ma) erfolgte die Erstarrung der K-betonten Alkalimagmatite während des oberen Jura und vor allem in der unteren Kreide. Den geotektonischen Rahmen für die Platznahme der anorogenen Magmatite der GPAP bildeten intrakontinentale Riftingprozesse zeitgleich mit der Öffnung des Südatlantiks (oberer Jura bis untere Kreide). Die GPAP kann mit ähnlichen Provinzen in Brasilien und Namibia verglichen werden.

Die känozoische, vulkanische Asunción-Alkali-Provinz (AAP) liegt am W-Rand des ostparaguayischen Subkratons. Petrographisch sind die Vulkanite der AAP als Ol-Nephelinite, Ne-Basanite und Phonolithe zu klassifizieren. Teilassimilierte Quarz-Fremdkristalle und Lherzolith-Einschlüsse sind seltene, aber charakteristische Bestandteile der Alkalibasalte.

Geochemisch sind die Alkalibasalte als Ankaratrite klassifiziert. In der Absaigerung von Olivin, Cr-Pyroxen und Cr-Spinell ist ein Differentiationsprozess der Alkalibasalte zu sehen. An Hand der stark fraktionierten SE-Spektren ($(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{cn}} = 20 - 24$) und der Sr_i -Werte (0,7036 - 0,7039) wird ein (mindestens) zweistufiges Genesemodell für die Generierung der Alkalibasalte herangezogen:

1. Alkali-, CO_2 -, H_2O - und LILE-reiche fluide Phasen infiltrierten einen soliden Bereich des oberen Erdmantels
2. Verschiedengradige partielle Aufschmelzung (< 5 %) des nun heterogenen, angereicherten oberen Erdmantels generierte die alkalibasaltischen Magmen

Die Platznahme der Alkalibasalte und eines Phonolithes fällt nach den K-Ar-Altern (60 - 38 Ma) in das Paleozän und Eozän. Wiederaufgelebte Riftingprozesse am W-Rand des brasilianischen Schildes, eventuell im Zusammenhang mit orogenen Bewegungen in den Anden, werden als geotektonischer Rahmen für die vulkanische Aktivität in der AAP angenommen. Die AAP ist ein weiterer Zeuge weltumspannenden anorogenen Vulkanismus' im Tertiär.

Die in dieser Arbeit geologisch beschriebene Cordillera-del-Ybytyruzú ist Beispiel eines anorogenen Alkalikomplexes vom W-Rand des Paranábeckens. Die petrologischen Untersuchungen beschreiben Zusammensetzung und Entwicklung der Magmatite der Hauptphasen des jungphanerozoischen, anorogenen Magmatismus in Ostparaguay. Die Arbeit ist ein Beitrag zur geologischen Erforschung Ostparaguays.

KURZFASSUNG

Die vorliegende Arbeit befasst sich geologisch mit der Cordillera-del-Ybytyruzú (C.-del-Y.) und petrologisch mit den Magmatiten der mesozoischen Guairá-Paraguarí-Alkali-Provinz (GPAP) und der känozoischen Asunción-Alkali-Provinz (AAP) in Paraguay.

Die C.-del-Y. ist ein Alkali-Subintrusiv-Komplex am W-Rand des Paranábeckens in Ostparaguay und besteht aus oberpermischen Rot-sedimenten der Independencia-Gruppe, mesozoischen Sandsteinen der Misiones-Formation sowie unterkretazischen Basalten und K-beton-ten Alkalimagmatiten der Alto-Paraná-Formation.

Die basaltischen Gesteine (Tholeiite bis Latite) der GPAP können nach ihren P- und Ti-Gehalten in LPT- (bzw. LTi-)Basalte und HPT- (bzw. MTi- und HTi-)Basalte unterteilt werden. Nach den SE-Spek-tren zu urteilen, haben HPT- und LPT-Basalte kein gemeinsames Ausgangsmagma. Hingegen können die HPT-Basalte der C.-del-Y. aus einem tholeiitischen Ausgangsmagma differenziert sein. Die HPT-Basalte werden nach ihren Sr_i -Werten (0,7059 - 0,7061) als Ab-kömmlinge eines heterogenen oberen Erdmantels der kontinentalen Lithosphäre ohne signifikante krustale Kontaminierung angesehen.

Die Platznahme der Basalte geschah vor 136 bis 108 (?) Ma. Jüngere K-Ar-Alter (116 - 108 Ma) von Basalten der C.-del-Y. werden auf thermale Überprägung zurückgeführt.

In der GPAP folgen den liegenden LTi-Basalten zum Hangenden hin Alkali- und LILE-reichere MTi- und HTi-Basalte. So spiegelt sich in der vertikalen Abfolge die laterale Gliederung des Paraná-beckens in eine südliche LTi-Provinz und eine nördliche HTi-Provinz wider (BELLIENI ET AL. 1983 ff.).

Die K-betonten Alkalimagmatite (Plutonite, Ganggesteine, Vulka-nite) der GPAP zeigen charakteristische Verwachsungen von Magnetit und Biotit und von Alkalifeldspat und Na-Foid. Die überwie-gend miaskitischen Gesteine haben sowohl hohe Gehalte an kompa-tiblen wie auch an inkompatiblen Elementen. Differentiationspro-zeesse beschränken sich auf Absaigerung einer Cu-Co-(Erz-?)Phase und von Magnetit mit Biotitsäumen ab $MgO < 3$ Gew.-%. Die SE-Spek-tren und die Sr_i -Werte (0,7069 - 0,7077) belegen, daß die unter-schiedlichen K-betonten Alkalimagmatite keine einfache Differen-tiationsreihe bilden und auch nicht aus den Paraná-Basalten abge-leitet werden können. Nach den petrographischen und geochemischen Merkmalen sind die Alkalimagmatite als Mischung eines mafischen (Gabbro, Basanit, Glimmer-Pyroxenit, Kummulat ?) und eines felsi-schen (Syenit, Trachyt) Substrats anzusehen. Eine K-metasomati-sche Überprägung kam hinzu.

KURZFASSUNG

Die vorliegende Arbeit befasst sich geologisch mit der Cordillera-del-Ybytyruzú (C.-del-Y.) und petrologisch mit den Magmatiten der mesozoischen Guairá-Paraguarí-Alkali-Provinz (GPAP) und der känozoischen Asunción-Alkali-Provinz (AAP) in Paraguay.

Die C.-del-Y. ist ein Alkali-Subintrusiv-Komplex am W-Rand des Paranábeckens in Ostparaguay und besteht aus oberpermischen Rot-sedimenten der Independencia-Gruppe, mesozoischen Sandsteinen der Misiones-Formation sowie unterkretazischen Basalten und K-beton-ten Alkalimagmatiten der Alto-Paraná-Formation.

Die basaltischen Gesteine (Tholeiite bis Latite) der GPAP können nach ihren P- und Ti-Gehalten in LPT- (bzw. LTi-)Basalte und HPT- (bzw. MTi- und HTi-)Basalte unterteilt werden. Nach den SE-Spek-tren zu urteilen, haben HPT- und LPT-Basalte kein gemeinsames Ausgangsmagma. Hingegen können die HPT-Basalte der C.-del-Y. aus einem tholeiitischen Ausgangsmagma differenziert sein. Die HPT-Basalte werden nach ihren Sr_i -Werten (0,7059 - 0,7061) als Ab-kömmlinge eines heterogenen oberen Erdmantels der kontinentalen Lithosphäre ohne signifikante krustale Kontaminierung angesehen.

Die Platznahme der Basalte geschah vor 136 bis 108 (?) Ma. Jüngere K-Ar-Alter (116 - 108 Ma) von Basalten der C.-del-Y. werden auf thermale Überprägung zurückgeführt.

In der GPAP folgen den liegenden LTi-Basalten zum Hangenden hin Alkali- und LILE-reichere MTi- und HTi-Basalte. So spiegelt sich in der vertikalen Abfolge die laterale Gliederung des Paraná-beckens in eine südliche LTi-Provinz und eine nördliche HTi-Provinz wider (BELLIENI ET AL. 1983 ff.).

Die K-betonten Alkalimagmatite (Plutonite, Ganggesteine, Vulka-nite) der GPAP zeigen charakteristische Verwachsungen von Magne-tit und Biotit und von Alkalifeldspat und Na-Foid. Die überwie-gend miaskitischen Gesteine haben sowohl hohe Gehalte an kompa-tiblen wie auch an inkompatiblen Elementen. Differentiationspro- zesse beschränken sich auf Absaigerung einer Cu-Co-(Erz-?)Phase und von Magnetit mit Biotitsäumen ab $MgO < 3$ Gew.-%. Die SE-Spek-tren und die Sr_i -Werte (0,7069 - 0,7077) belegen, daß die unter-schiedlichen K-betonten Alkalimagmatite keine einfache Differen-tiationsreihe bilden und auch nicht aus den Paraná-Basalten abge-leitet werden können. Nach den petrographischen und geochemischen Merkmalen sind die Alkalimagmatite als Mischung eines mafischen (Gabbro, Basanit, Glimmer-Pyroxenit, Kummulat ?) und eines felsi-schen (Syenit, Trachyt) Substrats anzusehen. Eine K-metasomati-sche Überprägung kam hinzu.

KURZFASSUNG

Die vorliegende Arbeit befasst sich geologisch mit der Cordillera-del-Ybytyruzú (C.-del-Y.) und petrologisch mit den Magmatiten der mesozoischen Guairá-Paraguarí-Alkali-Provinz (GPAP) und der känozoischen Asunción-Alkali-Provinz (AAP) in Paraguay.

Die C.-del-Y. ist ein Alkali-Subintrusiv-Komplex am W-Rand des Paranábeckens in Ostparaguay und besteht aus oberpermischen Rot-sedimenten der Independencia-Gruppe, mesozoischen Sandsteinen der Misiones-Formation sowie unterkretazischen Basalten und K-beton-ten Alkalimagmatiten der Alto-Paraná-Formation.

Die basaltischen Gesteine (Tholeiite bis Latite) der GPAP können nach ihren P- und Ti-Gehalten in LPT- (bzw. LTi-)Basalte und HPT- (bzw. MTi- und HTi-)Basalte unterteilt werden. Nach den SE-Spektren zu urteilen, haben HPT- und LPT-Basalte kein gemeinsames Ausgangsmagma. Hingegen können die HPT-Basalte der C.-del-Y. aus einem tholeiitischen Ausgangsmagma differenziert sein. Die HPT-Basalte werden nach ihren Sr_i -Werten (0,7059 - 0,7061) als Abkömmlinge eines heterogenen oberen Erdmantels der kontinentalen Lithosphäre ohne signifikante krustale Kontaminierung angesehen.

Die Platznahme der Basalte geschah vor 136 bis 108 (?) Ma. Jüngere K-Ar-Alter (116 - 108 Ma) von Basalten der C.-del-Y. werden auf thermale Überprägung zurückgeführt.

In der GPAP folgen den liegenden LTi-Basalten zum Hangenden hin Alkali- und LILE-reichere MTi- und HTi-Basalte. So spiegelt sich in der vertikalen Abfolge die laterale Gliederung des Paranábeckens in eine südliche LTi-Provinz und eine nördliche HTi-Provinz wider (BELLIENI ET AL. 1983 ff.).

Die K-betonten Alkalimagmatite (Plutonite, Ganggesteine, Vulkanite) der GPAP zeigen charakteristische Verwachsungen von Magnetit und Biotit und von Alkalifeldspat und Na-Foid. Die überwiegend miaskitischen Gesteine haben sowohl hohe Gehalte an kompatiblen wie auch an inkompatiblen Elementen. Differentiationsprozesse beschränken sich auf Absaigerung einer Cu-Co-(Erz-?)Phase und von Magnetit mit Biotitsäumen ab $MgO < 3$ Gew.-%. Die SE-Spektren und die Sr_i -Werte (0,7069 - 0,7077) belegen, daß die unterschiedlichen K-betonten Alkalimagmatite keine einfache Differentiationsreihe bilden und auch nicht aus den Paraná-Basalten abgeleitet werden können. Nach den petrographischen und geochemischen Merkmalen sind die Alkalimagmatite als Mischung eines mafischen (Gabbro, Basanit, Glimmer-Pyroxenit, Kummulat ?) und eines felsischen (Syenit, Trachyt) Substrats anzusehen. Eine K-metasomatische Überprägung kam hinzu.

Partial magmas may have originated within an inhomogeneous, $^{87}\text{Sr}_{\text{rad}}$ -enriched continental lithosphere (upper mantle, lower crust). A possible source for K-rich basanites are mica pyroxenites. Slight crustal contamination has to be envisaged.

After their K-Ar ages of biotites (132 - 124 Ma) the intrusion of the K-rich alkaline rocks of the GPAP started in the Upper Jurassic and had its main activity during the Lower Cretaceous .

Intracontinental rifting processes, concomitant to the opening of the South Atlantic, created the geotectonic framework for the emplacement of the anorogenic magmatites of the GPAP. The GPAP belongs to a family of similar provinces in Brazil and Namibia.

The volcanic Asunción Alkaline Province (AAP) is situated at the western border of the East Paraguayan subcraton adjacent to the pericratonic Chaco-basin. Petrographically the volcanites of the AAP are ol-nephelinites, ne-basanites and phonolites. Partially assimilated quartz xenocrysts and lherzolite nodules are rare, nevertheless characteristic components of the alkali basalts.

Geochemically the alkali basalts are classified as ankaratrites. Fractionation of olivine, Cr-pyroxene and Cr-spinel is a distinct differentiation mechanism of the alkali basalts. Considering the highly fractionated REE-spectra ($(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{CN}} = 20 - 24$) and the Sr_1 -ratios (0,7036 - 0,7039) an (at least) two-stage model for the generation of the alkali basalts has to be envisaged:

1. Alkali-, CO_2 -, H_2O - and LILE-rich fluid phases infiltrated a solid part of the upper mantle.
2. Lowgrade partial melting (<5%) of a heterogeneous and enriched upper mantle generated the nephelinitic to basanitic magmas.

Based on their K-Ar dates (60 - 38 Ma) the emplacement of the alkali basalts and of a phonolite occurred in Paleocene to Eocene times. Reactivated rifting processes at the western margin of the Brazilian shield, presumably connected to orogenic movements within the Andes, are strongly considered as having created the geotectonic frame of the anorogenic volcanic activity within the AAP. This volcanic province is a further testimony of worldwide tertiary anorogenic volcanism.

The geology of the Cordillera del Ybytyruzú serves as an example for anorogenic alkaline complexes from the western margin of the Paraná-basin. The petrologic investigations enrole the main features of Late Phanerozoic magmatic pulses at the western margin of the Paraná-basin in Eastern Paraguay. This thesis is a contribution to the geology of Eastern Paraguay.

Resumen

La presente tesis se ocupa de la geología de la Cordillera del Ybytyruzú (C. del Y.) y de la petrología de rocas ígneas procedentes de las provincias alcalinas de Guairá-Paraguarí (GPAP, Mesozóico) y de Asunción (AAP, Cenozóico).

La C. del Y. es un complejo alcalino subintrusivo ubicado en el margen oeste de la cuenca del Paraná y comprende sedimentos rojos del Grupo Independencia (Pérmico Superior), areniscas mesozóicas de la Formación Misiones, así como también basaltos del Cretáceo Inferior y rocas ígneas alcalinas ricas en potasio de la Formación Alto Paraná.

Las rocas basálticas (toleítas a latitas) de la GPAP pueden ser subdivididas según sus contenidos de fósforo y titanio en basaltos LPT (o bien LTi) y basaltos HPT (o bien MTi y HTi). De acuerdo con los espectros de tierras raras, los basaltos HPT y LPT no derivaron de un magma primario común. En cambio, los basaltos HPT de la C. del Y. pueden haberse diferenciado de un magma primario de composición toleítica. Los basaltos HPT son considerados según sus valores Sr_i (0,7059 - 0,7061) como productos derivados de un manto superior heterogéneo de la litosfera continental, los cuales no fueron contaminados de manera significativa.

El emplazamiento de los basaltos tuvo lugar entre 136 y 108 (?) Ma según las determinaciones por el método K-Ar. Edades más jóvenes de los basaltos de la C. del Y. (116 a 108 Ma) son atribuidas a efectos termales posteriores.

En la GPAP, los basaltos alcalinos MTi y HTi más ricos en LILE suceden hacia la parte superior de la serie a basaltos LTi. Esto refleja en la sucesión vertical la división lateral de la cuenca del Paraná, a saber: una provincia LTi en el sur y una provincia HTi en el norte (BELLIENI ET AL. 1983 ff.).

Las rocas ígneas alcalinas ricas en potasio (rocas intrusivas, diques, rocas volcánicas) de la GPAP muestran intercrecimientos característicos de magnetita con biotita y de feldespatos alcalinos con feldespatoides sódicos. Las rocas son predominantemente miasquíticas y poseen un alto contenido tanto de elementos compatibles como elementos incompatibles. Los procesos de diferenciación se limitan a la segregación de una fase (mena magmática?) de cobre y cobalto y de magnetita con aureola de biotita, a partir de $MgO < 3$ peso porcentual.

Los espectros de tierras raras y los valores Sr_i (0,7069 - 0,7077) prueban que las distintas rocas ígneas alcalinas ricas en

potasio no forman una serie sencilla de diferenciación ni tampoco pueden ser derivadas de los basaltos de la cuenca del Paraná. De acuerdo con las características petrográficas y geoquímicas, las rocas ígneas alcalinas son consideradas producto de una mezcla entre un substrato máfico (gabro, basanita, piroxenita micácea, cumulado ?) y uno félsico (sienita, traquita), ocurriendo posteriormente una acentuación de potasio por metasomatosis. Los magmas fraccionales se originaron probablemente en una zona heterogénea de la litosfera continental (manto superior, parte inferior de la corteza), enriquecida con $^{87}\text{Sr}_{\text{rad}}$. Una posible fuente de basanitas ricas en potasio son piroxenitas micáceas.

Según las determinaciones de edad de las biotitas por el método K-Ar (132 - 124 Ma), las rocas ígneas alcalinas ricas en potasio de la GPAP se formaron en el Jurásico Superior y predominantemente en el Cretáceo Inferior. El marco geotectónico para la formación de las rocas ígneas anorogénicas de la GPAP lo proporcionaron procesos intracontinentales de "rifting", relacionados con la apertura del Atlántico Sur (Jurásico Superior, Cretáceo Inferior). La GPAP puede ser comparada con provincias similares en Brasil y Namibia.

La Provincia Alcalina de Asunción (AAP) está constituida por rocas volcánicas y se ubica en el margen oeste del subcratón paraguayo oriental, en la zona de transición a la cuenca pericratónica del Chaco. Estudios petrográficos clasifican las rocas volcánicas como ol-nefelinitas, ne-basanitas y fonolitas. Cristales de cuarzo foráneos, parcialmente asimilados, así como también inclusiones de lertzolita son elementos accesorios raros pero característicos. Según los datos geoquímicos los basaltos alcalinos son clasificados como ancaratritas. La segregación de olivina, piroxenos de cromo y espinela de cromo debe considerarse como un proceso de diferenciación de los basaltos alcalinos. Con ayuda de los espectros de tierras raras y de los valores Sr_i (0,7036 - 0,7039) es posible postular un modelo para la génesis de los basaltos alcalinos que comprende por lo menos dos etapas:

1. Fases fluídas alcalinas ricas en CO_2 , H_2O y LILE infiltran una zona sólida del manto superior.
2. Derretimiento parcial (< 5%) a varios niveles del manto superior heterogeneo y enriquecida generó los magmas basálticos alcalinas.

El emplazamiento de los basaltos alcalinos y de una fonolita ocurrió según la edad determinada por K-Ar durante el Paleoceno y el Eoceno. Los procesos de "rifting" nuevamente activos en el margen oeste del cratón brasiliano, probablemente relacionados con los movimientos orogénicos en los Andes, son considerados como el marco geotectónico de la actividad volcánica en la AAP.

La AAP es otro testigo más del volcanismo anorogénico que aconteció a nivel mundial durante el Terciario.

La geología de la C. del Y. sirve como ejemplo de un complejo alcalino subintrusivo del margen oeste de la cuenca del Paraná. Las investigaciones petrológicas demuestran las características principales de los pulsos magmáticos del Fanerozóico Superior en el Paraguay Oriental. Este tesis contribuye al entendimiento de la geología del Paraguay Oriental.

1 Einleitung

Zielgebiete für ausländische geowissenschaftliche Forschungsarbeit in Südamerika waren und sind die Andenländer und das riesige, an Rohstoffen reiche Brasilien. Belegt wird dieses z. B. durch die Beiträge zu den "Geowissenschaftlichen Lateinamerikakolloquien I bis X" in der Bundesrepublik Deutschland.

Paraguay hingegen, mitten in Südamerika gelegen, ist in den letzten fünfundzwanzig Jahren von geowissenschaftlicher Forschungsarbeit ausländischer Forscher beinahe unberührt geblieben. Die Gründe hierfür lagen einmal in den bis heute spärlichen erforschbaren und untersuchbaren Rohstoffressourcen (Tafel 1, Fig.1), zum anderen in ökonomischen, politischen und infrastrukturellen Gegebenheiten des Landes selbst.

Erste schriftliche Kunde vom Lande Paraguay kam von dem deutschen Landsknecht ULRICH 'SCHMIDL (1567). Der Deutsche SEPP (1710), der Spanier AZARA (1790), der Franzose DE MERSAY (1860) und der Argentinier DU GRATY (1865) lieferten erste geographische und landeskundliche Beschreibungen (aus: PUTZER 1962).

Das heutige Konzept der Geologie von Paraguay fußt auf den geologischen Arbeiten von BERTONI (1912), HARRINGTON (1950), ECKEL (1959) und PUTZER (1962). Die Einrichtung eines naturwissenschaftlichen Institutes (Instituto de Ciencias Básicas, ICB) mit einer geologischen Abteilung an der Nationalen Universität von Asunción (Universidad Nacional de Asunción, UNA) mit Hilfe der UNESCO und die Anfang der 80iger Jahre einsetzenden Explorationsaktivitäten ausländischer Firmen in Paraguay auf metallische Rohstoffe und Kohlenwasserstoffe bereiteten dann den Boden für die Wiederaufnahme geowissenschaftlicher Forschungsarbeit. Auch eine Verbesserung der Infrastruktur, eine politische Stabilisierung des Landes und andere positive Entwicklungstendenzen begünstigten die Durchführung von Forschungsvorhaben.

Der Verfasser der vorliegenden Arbeit hatte seit der ersten Kontaktaufnahme mit Paraguay im Jahre 1981 bis zum Abschluß der vorliegenden Arbeit die Möglichkeit, ein geowissenschaftliches Forschungsprojekt - international das erste seiner Art in Paraguay - initiativ mit zu gestalten, durchzuführen und auszuwerten. Die geologische Unerforschtheit des Landes im Vergleich mit Mitteleuropa, die erfolgreiche kooperative Zusammenarbeit mit hiesigen und dortigen offiziellen Stellen und die traditionelle Gastfreundschaft der Bewohner Paraguays waren und sind Grundlage und Motivation für diese Arbeit.

1.1 Vorbemerkungen zur Durchführung des Projektes

Die Initiative zu dieser geologischen Forschungsarbeit in Paraguay ging auf Anregung von Dipl. Geol. Dr. FERNANDO WIENS/Asunción von Prof. LIPPOLT/Laboratorium für Geochronologie der Universität Heidelberg aus. Vorbereitung, Durchführung und Auswertung des Projektes wurden dem Verfasser dieser Arbeit übertragen.

Ein Jahresstipendium des DAAD (Bonn) gewährleistete einen einjährigen Forschungsaufenthalt in Paraguay. Als offizielle Gegenstelle in Paraguay fungierte das Instituto de Ciencias Básicas (Leitung: Prof. N. Gonzalez Romero, Universidad Nacional de Asunción). Arbeitsplatz, Arbeitsmaterial (Luftbilder, Binokular, zeitweilig ein Fahrzeug), sowie Unterstützung durch offizielle Partner (Dipl. Geol. Dr. F. WIENS, Lic. J. C. VELAZQUEZ) und Mitarbeiter im Gelände (Lic. D. ALVARENGA, Lic. J. BAEZ PRESSER, Lic. M. FLEITAS, Lic. R. RIOS) stellte die geologische Abteilung des ICB (Leitung: Dr. G. LEON DE LOZANO) mit aktiver Unterstützung durch den Direktor des ICB, Prof. N. GONZALEZ ROMERO zur Verfügung.

Das Laboratorium für Geochronologie (LfG) der Universität Heidelberg (Leitung: Prof. H. J. LIPPOLT) ist die offizielle deutsche Gegenstelle. Als Leiter und Betreuer des Forschungsprojektes zeichnet Prof. H. J. LIPPOLT. Am Laboratorium für Geochronologie/Universität Heidelberg wurden mit Unterstützung durch eine DFG-Sachbeihilfe die Auswertungen und die petrographischen und isotopengeologischen Arbeiten durchgeführt.

In Zusammenarbeit mit dem Mineralogisch-Petrologischen Institut (jetzt Institut für Lithosphärenforschung) der Universität Gießen (Leitung: Prof. R. EMMERMANN) konnte der geochemische Datensatz erarbeitet werden.

In der Vorbereitungsphase wurde das Zielgebiet Cordillera-del-Ybytyruzú (C.-del-Y.) aus einer Reihe von möglichen Themen ausgewählt. Dieses Projekt erschien wegen folgender positiver Eigenschaften sinnvoll und erfolgreich durchführbar:

- a. Die Vermutung, daß ein bisher nicht bekannter Intrusivkörper innerhalb der C.-del-Y. existiert.
- b. Die Möglichkeit, eine eigenständige Bearbeitung eines komplexen und nahezu unerforschten Alkaligesteinsvorkommens vorzunehmen.
- c. Die günstigen Voraussetzungen:
 - Neuerer topographischer Karten (1:50000).
 - Vorhandensein von Luftbildern und damit Sicherstellung be-

6. Welche Sr-isotopische Signatur haben die Magmatite?
7. Welche Altersstellung haben der Ybytyruzú-Komplex und die zu Vergleichen herangezogenen Alkaliintrusivvorkommen bei Agua-Pety-Porton und bei Paraguarí, sowie die Basalte aus der Kernbohrung bei Pto.-Pdte.-Stroessner und der Diabas von Caaguazú?

Nebenbei stellte sich die Frage, ob das von COMTE & HASUI (1971) gemessene präkambrische Alter (820 ± 85 bzw. 960 ± 100 Ma) des Alkaliintrusivstockes von Mbocayaty bestätigt werden konnte oder korrigiert werden mußte.

Die resultierenden geotektonischen Fragestellungen waren:

8. Kann aus den vorliegenden Daten und den neueren Literaturangaben eine Alkalimagmatitprovinz in Ostparaguay abgeleitet werden und welches geotektonische Modell kann zur Erklärung der Alkalimagmatite herangezogen werden?

Dies alles ist unter dem Themenkomplex zu sehen: Gondwanazerfall
 - Aufbruch des Südatlantik - Basaltvulkanismus des Paranábeckens
 - Assoziierter Alkalimagmatismus.

Eine zweite, im Verlauf der Geländearbeit sich entwickelnde Zielsetzung der Untersuchungen war, die Vulkanitprovinz der Umgebung von Asunción einer systematischen Bearbeitung zu unterziehen.

Folgende Fragen standen dabei an:

10. Wie sind die Vulkanite der Asunción-Provinz mineralogisch zusammengesetzt?
11. Wie sind die Vulkanite geochemisch zusammengesetzt?
12. Wie sind die Vulkanite Sr-isotopisch zusammengesetzt?
13. Kann mit K-Ar-Altersbestimmungen eine eigene, tertiäre Alkalibasaltprovinz aufgestellt werden?

1.3 Landeskundlicher Überblick von Ostparaguay und Lage der Arbeitsgebiete

Die Republik Paraguay ist ein extraandiner Binnenstaat im Innern von Südamerika (Abb. 1, Teilbild). Das Land hat eine Fläche von rd. 400000 km^2 , welche durch den Rio-Paraguay in eine westliche Hälfte (Paraguayischer Chaco, Gran-Chaco) und eine östliche Hälfte (Ostparaguay) geteilt wird. In Ostparaguay liegendie Cordillera-del-Ybytyruzú und die weiteren Arbeitsgebiete (Abb. 1). Die Flüsse Paraná, Paraguay, Apa und Pilcomayo sind die Hauptwasseradern und natürliche Grenzen zu den Nachbarländern Argentinien und Brasilien. Die W-Grenze zu Bolivien liegt im Gran-Chaco.

Ostparaguay hat ein tropisch-subtropisches, humides Klima. Jahreszeitliche Temperaturwechsel sind nicht bedeutend, wohl aber

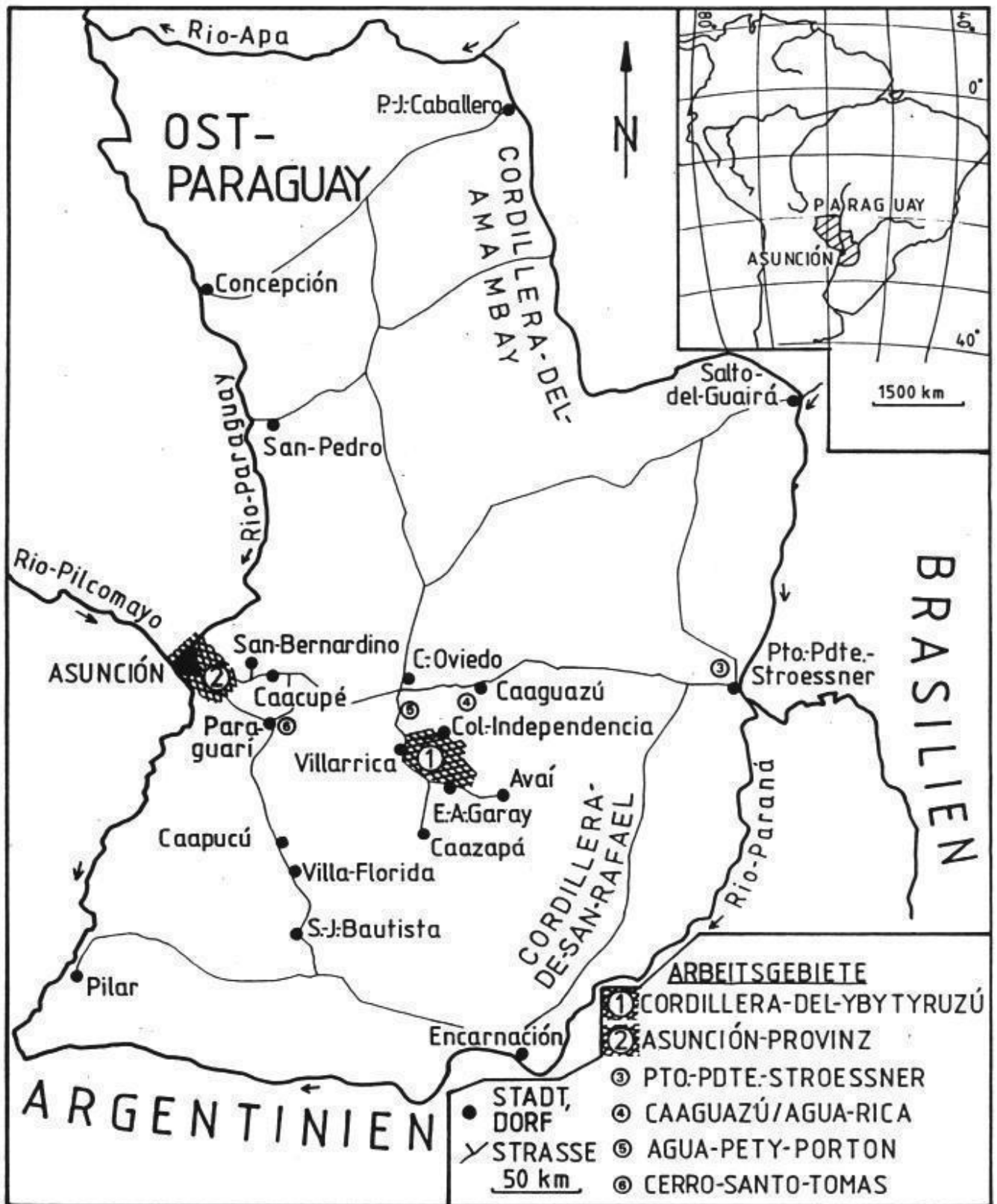


Abb.1 Geographische Lage der Hauptarbeitsgebiete "Cordillera-del-Ybytyruzú" (1) und "Asunción-Provinz" (2) sowie der Vergleichsaufschlüsse bei "Pto.-Pdte.-Stroessner" (3), "Caaguazú/Agua-Rica" (4), "Agua-Pety-Porton" (5) und "Cerro-Santo-Tomas bei Paraguarí" (6).

tägliche Temperaturwechsel bis zu 25 °C, besonders in den Wintermonaten. Die Stadt Villarrica, am W-Rand der Cordillera-del-Ybytyruzú gelegen, hat pro Jahr an 80 Tage meßbaren Niederschlag. Es fallen gut 1500 mm Regen (Evaporation: etwa 1000 mm). Die Minimaltemperaturen liegen um den Gefrierpunkt, die Maximaltemperaturen bei gut 40 °C.

Ostparaguay läßt sich orographisch gliedern in:

- a. Die Hügellande des Paranábeckens
- b. Die vorgelagerten, eigenständigen Mittelgebirge (bis 850 m.ü.NN.):
 - Cordillera-del-Amambay
 - Cordillera-del-Ybytyruzú
 - Cordillera-de-San-Raphael
- c. Die am weitesten nach W vorgelagerten Höhenstufen der Cordillera-de-los-Altos und der Serrania-de-Ybycuí
- d. Die kleineren Gebirgsaufbrüche wie Acahay und Sapucaí
- e. Die Niederungen z.B. der Ypacaraí-Senke, des Lago-Ypoa, und der Unterläufe des Rio-Tebicuary und Rio-Paraguay

Das Hauptarbeitsgebiet der Cordillera-del-Ybytyruzú gehört zu den eigenständigen Mittelgebirgen. Das zweite, nachgeordnete Arbeitsgebiet der Asunción-Vulkanitprovinz ist der letzte, etwas erhöhte Block vor der nach W sich erstreckenden Chaco-Ebene.

In den flachen Hügellanden des Paranábeckens liegen die Aufschlüsse bei Pto.-Pdte.-Stroessner, Caaguazú und bei Agua-Pety-Porton. Der Steinbruch am Cerro-Santo-Tomas bei Paraguari liegt in der Cordillera-de-los-Altos (Abb. 1).

1.4 Abriß der Geologie von Ostparaguay

Seit dem Erscheinen der ersten geologischen Übersichtskarte Ostparaguays von BERTONI (1912) und den geologischen Pionierarbeiten von HARRINGTON (1950), ECKEL (1959), MOPC (1965, 1966) und besonders von PUTZER (1962, 1975, 1984) ist der geologische Aufbau Ostparaguays großmaßstäblich relativ gut bekannt. Die Bemühungen seit den 70iger Jahren haben zu einer Verfeinerung der geologischen Kenntnisse geführt (HARRINGTON 1972; PALMIERI & ARRIBAS 1975; TAC 1981; WIENS 1982, 1984, 1986; HAGGERTY & MARIANO 1983; BITSCHENE & LIPPOLT 1986a). Von wissenschaftlicher Seite aus sind nach 1982 (Beginn dieser Arbeit) allein 10 weitere Examens- und Doktorarbeiten zur Geologie von Ostparaguay begonnen worden. Die dabei bearbeiteten Themen umfassen: Stratigraphie und Tektonik (4 Arbeiten), mesozoischer Magmatismus (5 Arbeiten) und regionale

GEOLOGISCHE KARTE VON OSTPARAGUAY

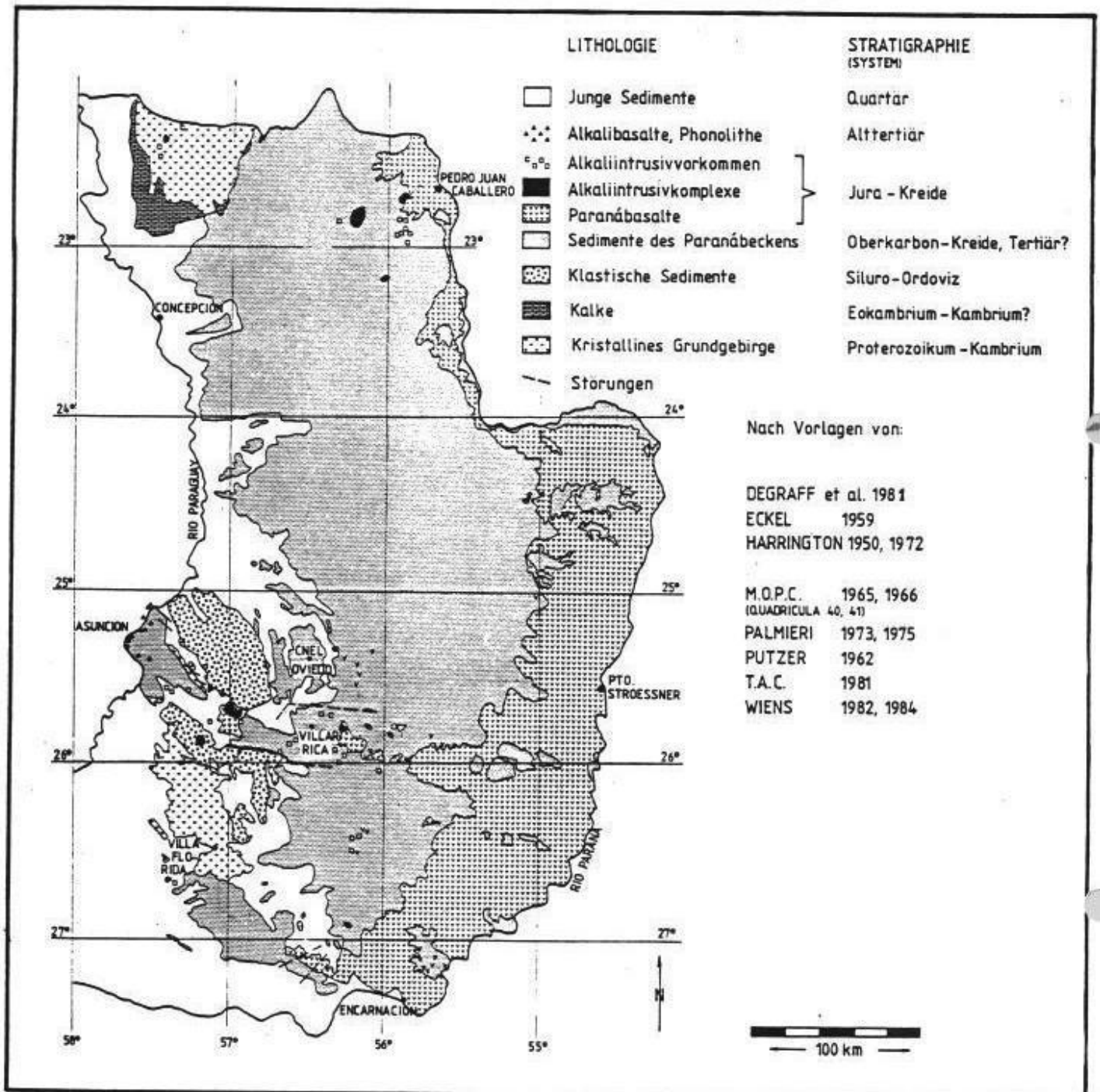


Abb.2 Geologische Übersichtskarte von Ostparaguay (Zeichnung: G. KIRSCH VOIGT, LfG). Die eigenen Feldforschungen fanden in den Jahren 1982 bis 1984 statt; erste feldgeologische Ergebnisse sind bei BITSCHENE & LIPPOLT (1984b, 1986a) wiedergegeben.

Geologie und Altersbestimmungen des alten kristallinen Unterbaus (1 Arbeit). Exploratorisch befassen sich drei Firmen mit der geologischen Erforschung von Paraguay.

Die Geologie von Ostparaguay ist eng mit der Geologie von Brasilien verwandt. Mit dem Erscheinen der "Geologischen Karte von Brasilien, 1: 1000000" (SCHOBENHAUS ET AL. 1981) und dem zugehörigen Textband (1984) sowie des "Lexico Estratigraphico do Brasil, (DNPM 1984)" und des für die Beurteilung der tektonischen und sedimentären Entwicklung des Paranábeckens maßgebenden Werkes "Tectonica da Bacia do Paraná no Brasil (IPT 1981)" sind die Rahmenbedingungen literaturmäßig recht günstig für Vergleiche. Geologisch gesehen gehört Ostparaguay zum extra-andinen Südamerika und wird aus alten Kristallingesteinen und phanerozoischen Sedimenten und Magmatiten aufgebaut. Eine geologische Übersichtskarte von Ostparaguay (Abb.2) zeigt, daß kristallines Grundgebirge im nördlichen, im zentralen und im südlichen Ostparaguay ansteht. Altpaläozoische Sedimente liegen diesen Kristallin-Aufbrüchen diskordant auf. Der weitaus größte Teil von Ostparaguay wird von Sedimenten des Paranábeckens (Gondwanasedimente) bedeckt. Die Vulkanite des Paranábeckens sind im östlichen Teil Ostparaguays aufgeschlossen. Zahlreiche Alkaliintrusivkomplexe und kleinere Alkaliintrusivvorkommen können im zentralen und im nördlichen Ostparaguay gefunden werden. Känozoische Vulkanite sind in der Umgebung von Asunción aufgeschlossen. Junge Sedimente überdecken in den Niederungen der Flüsse und Seen die liegenden Gesteine.

1.4.1 Die stratigraphische Gliederung

Ein Gliederungsversuch der stratigraphischen Abfolge in mehrere Zyklen ergibt folgendes Bild (s. auch Abb.3):

Der kristalline Unterbau (San-Miguel- und Caapucú-Gruppe) gehört zum Brasilianischen Schild und wurde praesiluro-ordovizisch kratonisiert (Zyklus 1).

In einer Übergangsphase wurden im N Ostparaguays eokambrische bzw. kambrische (?) Kalke (Itapucumí-Gruppe) abgelagert und leicht metamorphosiert. Die endgültige Stabilisierung wird durch die mit einer Erosionsdiskordanz dem Kristallin auflagernden nichtmetamorphen kontinentalen Klastiten des Siluro-Ordoviz (Caapucé- und Itapucumí-Gruppe) angezeigt (Zyklus 2).

Nach einer Sedimentationspause (?) wurden dann ab dem O-Karbon (Cerro-Corá- und Independencia-Gruppe) die typischen Gondwana-

sedimente der Erdsüdhälfte abgelagert. Hauptablagerungsraum ist das Paranábecken, dessen W-Ausbiss etwa 2/3 der Fläche Ostparaguays einnimmt (Zyklus 3).

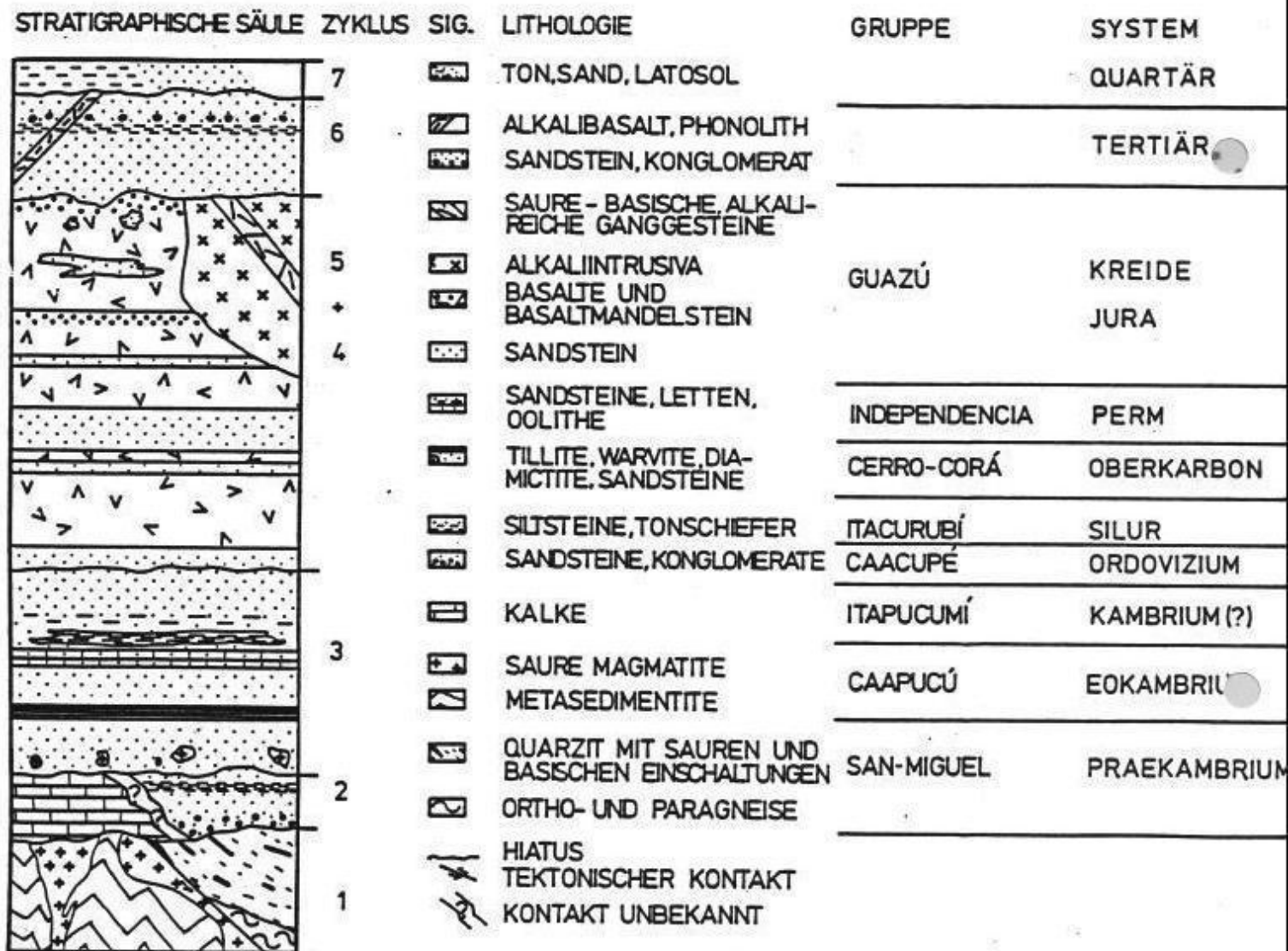


Abb.3 Stratigraphische Gliederung von Ostparaguay. Die Gruppenbezeichnung und -Zuordnung zu den Systemen erfolgte nach HARRINGTON (1950), ECKEL (1959), PUTZER (1962), MOPC (1965,1966), IPT (1981) und TAC (1981). Der Gruppenname "Guazú" wurde neu eingeführt.

Mit dem Auseinanderbrechen des Gondwanakontinentes und dem Aufbruch des Südatlantiks tritt in und um das Paranábecken herum ausgedehnter kontinentaler, anorogener Magmatismus in Erscheinung. Auf tiefreichenden Störungen dringen Alkalimagmatite im Randbereich des Paranábeckens auf (Alto-Paraná-Formation der Guazú-Gruppe). Vor, während und nach dieser magmatischen Phase kommt es zu wüstenhafter Rotsedimentation (Misiones-Formation der Guazú-Gruppe) im Paranábecken (Zyklus 4 und Zyklus 5).

Im Alttertiär dringen in der vulkanischen Asunción-Alkali-Provinz stark SiO_2 -untersättigte Alkalibasalte auf tiefreichenden Störungen auf. Dieser Alkalimagmatismus und synchrone Rotsedimente sind mit Riftingprozessen am Abbruch des ostparaguayischen Kristallins zum perikratonischen Chacobecken hin verknüpft (Zyklus 6).

Die tektonischen Bewegungen halten bis in das Quartär an, es kommt zu tiefgründiger Verwitterung und zu Residualbodenbildung, in den Randbereichen der Kristallinaufbrüche und des Paranábeckens werden fluvio-lakustrine Sedimente abgelagert (Zyklus 7).

1.4.2 Die Einheiten der Gliederung

In den folgenden Kapiteln wird die Geologie Ostparaguays kurz beschrieben. Die Untergliederung in die einzelnen Zyklen soll die unterschiedlichen Phasen der geologischen Entwicklung Paraguays verdeutlichen.

1.4.2.1 Der kristalline Unterbau

Der kristalline Unterbau Ostparaguays (Zyklus 1) ist in 2 Regionen aufgeschlossen, und zwar im nördlichen und im zentralen und südlichen Bereich von Ostparaguay (Abb.2). Bisher wurden die Kristallinaufbrüche mit Umschreibungen zusammengefasst, wie z.B.: Alto-de-Assunção, Alto-Central-Paraguayo, Zentralparaguayische Schwelle, East Paraguayan Basement Exposition, Precambrian metamorphic and granitic rocks, Asunción Arch, Arco-de-Assunção, Precambriaco, Isolated Basement Exposure, Dorsal-de-Asunción. Wegen der isolierten Lage und wegen einer vermuteten eigenständigen Entwicklung werden in dieser Arbeit die Vorkommen des kristallinen, praesiluro-ordovizischen Unterbaus im zentralen und südlichen Ostparaguay als eigenständiger ostparaguayischer Subkraton bzw. Kraton (EPC, East Paraguayan Sub-Craton) angesprochen.

ALMEIDA ET AL. (1976) ordneten das N-Kristallin von Ostparaguay dem großen Amazonas-Kraton zu, COMTE & HASUI (1971) stellten es zum synonymen Guaporé-Kraton, wobei sie von diesem das S-Kristallin Ostparaguays abtrennten. LITHERLAND ET AL. (1985) führten für das N-Kristallin einen Rio-Apa-Kraton ein. Nach BOETTNER (1947), ECKEL (1959) und WIENS (1984, 1986) bauen Gneise, Amphibolite, kristalline Schiefer, Granite und Pegmatite dieses Gebiet auf. Geochronologische Daten von COMTE & HASUI (1971) geben Hinweise auf 1,2 Ga- (K-Ar-Alter an Pegmatit-Muskovit) und 1,0 Ga-Ereignisse (K-Ar-Alter an TR-Präparat eines Amphibolits). Ereignisse mit ähnlichen Alterswerten sind auch aus den angrenzenden bolivianische Kristallinaufbrüchen (LITHERLAND & BLOOMFIELD, 1981) und aus dem brasilianischen Kristallin (ALMEIDA & HASUI 1984) bekannt. Bisher ist für das N-Kristallin Ostparaguays weder das Trans-Amazonas-Ereignis (2,6 Ga) noch das Brasiliano-Ereignis (0,7 bis 0,5 Ga) geochronologisch nachgewiesen. Petrologisch, geochemisch und isotopengeochemisch ist dort bisher kaum gearbeitet worden. WIENS (1986) erstellte eine erste geologische und strukturelle Gliederung.

Der älteste Teil des ostparaguayischen Subkratons (EPC) im zentralen und südlichen Ostparaguay besteht aus Quarziten mit eingelagerten Talk- und Metaaplitbändern, Marmor, Gneisen und Metabasiten (ECKEL 1959; PUTZER 1962; WIENS 1984; KANZLER & LIPPOLT 1986). Eventuell sind noch Metasedimentite eingeschaltet. Eine bei Paso-Pindó aufgeschlossene Serie aus Konglomeraten und Tonschiefer (ECKEL 1959) ist bis heute unbearbeitet geblieben.

Der N-Teil des EPC zwischen der Ypacaraí-Senke und dem E - W Verlauf des Rio-Tebicuary wird von Kieselschiefern, Metatuffiten (?), Metasiltiten (Teil der Escobar-Serie KARPOFF's 1965), Granodioriten, Graniten, Granitporphyren, Apliten, Pegmatiten, Rhyolithen (z.T. pyrophyllitisiert, ECKEL 1959), Rhyodaziten und rekristallisiertem Quarz-Hämatit-Bändererz aufgebaut (BITSCHENE & LIPPOLT 1986a und Literatur darin). Auffällig ist die z. T. granitisierte Amphibolit-Kalksilikatfels-Assoziation im Bachbett des Rio-Tebicuary bei Villa-Florida. Dieser Bereich kennzeichnet auch die Grenze zu den nach S sich anschließenden älteren Quarziten und eingelagerten Gesteinen. Ob die Quarzit-Basit-Metaaplit/Metasedimentit?-Vergesellschaftung im südlichen EPC und die Magmatit-Metasedimentit-Vergesellschaftung im zentralen EPC ursprünglich völlig verschiedene geotektonische Regimes darstellten, die erst in der Brasiliano-Orogenese verschweißt und kratonisiert wurden, bedarf einer weiteren Untersuchung.

Petrographische und geochemische Untersuchungen an Magmatiten der Gegend von Caapucú (Abb.1, 2) lassen eine saure Abfolge (Granit-Granitporphyr-Aplit-Rhyolith) erkennen. Erste K-Ar- und

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersbestimmungen belegen ein Brasiliano-Alter (Wende Praekambrium/Kambrium) für die sauren Magmatite (BITSCHENE & LIPPOLT 1986a). Locus typicus ist der alte, aufgelassene Steinbruch der Fa. Hoch-Tief bei Caapucú. Für die beiden tektonisch überprägten Granitvarietäten von San-Bernardino ergaben sich ebenfalls Brasiliano-Alter. Dasselbe gilt für die sauren Subeffusiva zwischen Ypacaraí und Pirayú, deren $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter (550 Ma), gemessen an Amphiboleinschlüssen, vorerst nur als obere Schranke für die Magmenplatznahme gesehen werden kann.

Ein weiterer, für die Geologie von Paraguay wichtiger Aufschluß liegt bei Zoto-Rugua, etwa 4 km E von Paraguari. Hier lagern nichtmetamorphe ordovizische Paraguari-Konglomerate (liegende Abteilung der Caacupé-Gruppe) diskordant über gefalteten Metasedimenten. Diese haben also praeordovizisch Ablagerung, Diagenese, Metamorphose in Grünschieferfazies (?), Faltung, Heraushebung und Erosion erfahren. Dieser orogene Prozeß wird dem Brasiliano-Ereignis zugeschrieben. Dieses ist für den zentralen Teil des EPC über K-Ar- und $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersbestimmungen nachgewiesen (COMTE & HASUI 1971, BITSCHENE & LIPPOLT 1986a). Eine eventuelle Vorgeschichte, z.B. der San-Bernardino-Granite, kann erst über Rb-Sr-Gesamtgesteinsdaten und U-Pb-Daten von Zirkonen erforscht werden.

Der EPC ist durch das Brasiliano-Ereignis kratonisiert worden. Ob die magmatische/metamorphe Aktivität noch bis in das Ordovizium anhielt, wie zwei K-Ar-Altersdaten von COMTE & HASUI (1971) vermuten lassen, ist nicht geklärt. Vor der Ablagerung der diskordant aufsetzenden, nichtmetamorphen Siluro-ordovizischen (Molassee-)Sedimente erfolgten Heraushebung, Erosion und Einebnung des EPC (Praesiluro-Ordovizische Fastebene). Seit der Konsolidierung des EPC und seiner Heraushebung ist dieses Hochgebiet. Die maximale lithologische Überdeckung war nie > 2 km, denn die silurischen, fossilführenden Vargas-Peña-Tonsteine sind nur diagenetisch verfestigt (BALDIS & HANSEN 1980).

1.4.2.2 Die eokambrischen bis altpaläozoischen Sedimente

Für die dem N-Kristallin auflagernden Itapucumí-Kalke (Zyklus 2) wird ein eokambrisches bis kambrisches Alter angenommen (PUTZER 1962).

Nichtmetamorphe, siluro-ordovizische Sedimente (Zyklus 2 in Abb.3) lagern dem EPC mit einer Erosionsdiskordanz auf. Eine stratigraphische Gliederung dieser Sedimente erfolgte durch auf HARRINGTON (1950, 1972). Die gültige zeitliche Zuordnung nach dem Fossilieninhalt fußt auf WOLFART (1961) und BALDIS & HANSEN

(1980). Sedimentologische Untersuchungen von BIGARELLA & COMTE (1969) zeigen eine WNW gerichtete Transportrichtung der basalen Konglomerate und hangenden fluviatil-neritischen Sandsteine. Die Mächtigkeit der siluro-ordovizische Sedimente nimmt nach E ab. Im Paranábecken selbst sind keine silurischen Schichten bekannt. Eine marine Ingression griff dann aus dem Bereich der heutigen Anden auf den EPC über (Vargas-Peña-Tone der Itacurubí-Gruppe). Die siluro-ordovizische Sedimente sind als "fining upward" Zyklus anzusprechen. Es können einzelne Sequenzen unterschieden werden. Sedimentationsraum war der stabile, küstennahe Schelfbereich.

1.4.2.3 Die jungpaläozoischen Sedimente

Den größten Teil Ostparaguays nehmen Rotsedimente (Gondwanasedimente) und Vulkanite des Paranábeckens ein (Abb.2). Die tatsächliche Verbreitung, Lithologie und stratigraphische Zuordnung der Sedimente des westlichen Paranábeckens sind noch nicht im Detail geklärt, jedoch geben einige Übersichtsbegehungen und Spezialprofile (HARRINGTON 1950, ECKEL 1959, PUTZER 1962, TAC 1981) hinreichende geologische Kenntnis. Lithologie und Stratigraphie der Gondwanasedimente Ostparaguays sind mit den Einheiten des brasilianischen Teils des Paranábeckens korrelierbar (PUTZER 1962, DIAZ DE VIVAR & MORINIGO 1968, FULFARO & LANDIM 1976, SANFORD & LANGE 1960).

Für den Bereich Ostparaguay errichteten bisher alle Bearbeiter eigene stratigraphische Säulen mit eigenen Gruppen- und Formationsnamen, obwohl kaum je systematische geologische Feldaufnahmen und sedimentpetrographische Untersuchungen gemacht wurden. Die bisher tätigen Stratigraphen sind: HARRINGTON (1950, 1972), PUTZER (1962), MOPC (1965, 1966), DIAZ DE VIVAR & MORINIGO (1968), TAC (1981), PALMIERI & VELAZQUEZ (1982), WIENS (1984, 1986).

Ab dem Oberkarbon erfuhr das Paranábecken konsequente Absenkung (IPT 1981) und damit Sedimentation. Am W-Rand des Paranábeckens in Ostparaguay sind die glazialen Sedimente der Cerro-Corá-Gruppe (Zyklus 3 der Abb.3; entspricht der Tubarão- bzw. Cnel.-Oviedo-Gruppe/Formation anderer Bearbeiter) in zwei Regionen aufgeschlossen. Aus dem Norden Ostparaguays beschrieb erstmals BOETTNER (1947) glaziale Geschiebe. PUTZER (1962) parallelisierte einzelne Tillite mit brasilianischen Vorkommen. Im Süden Ostparaguays ist die glaziale Abfolge zwischen Coronel-Oviedo und San José aufgeschlossen. Es wurden Tillite, Warvite, Siltite, gekritzte Geschiebe und eine hangende, verkieselte Pisolithlage (PUTZER 1962) beschrieben. Der von BEDER (1923) beschriebene Me-

sosaurus-Fund bei Villarrica soll nach HARRINGTON (1950) ebenfalls aus Aquidauana-Schichten stammen, eventuell in sandiger Irati-Fazies (vgl. SANFORD & LANGE 1960). PUTZER stellte den BEDER'schen Mesosaurus samt den begleitenden Oolithbänken in die Passa-Dois-Serie. Die von HARRINGTON (1950) ebenfalls der Tubarão-Serie zugeordneten verfalteten Metasedimente bei Paraguari stellte PUTZER (1962) in das Praeordovizium.

Als ein Vereisungszentrum für die jungpaläozoischen glazialen Ablagerungen in Ostparaguay kann der ostparaguayische Subkraton angenommen werden (vgl. IPT 1981). Der bis in das Perm reichende glaziale Sedimentationszyklus wurde später von ruhiger Beckenabsenkung und damit verbundener Sedimentation abgelöst. Die glaziale Schichtenfolge ist in Ostparaguay maximal wenige 100 m mächtig. Laterale und vertikale Faziesverzahnungen sind vorhanden.

Die eigentliche permische Sedimentation (Zyklus 3) liegt konkordant oder mit leichter Erosionsdiskordanz den glazialen Schichten auf. Sie umfasst die Rotsedimente der Independencia-Serie (HARRINGTON) bzw. Estrada-Nova-Formation (PUTZER) bzw. Ybytyruzú-Gruppe (MOPC). Die Independencia-Gesteine umfassen eine basale Abfolge mit wechsellagernden geringmächtigen Schiefertönen, kalkig-mergeligen Lagen, Sand- und Siltsteinen, verkieselten Oolithbänken, sowie eine hangende, sandig-arkosig ausgebildete Abfolge mit geringmächtigen tonige Einschaltungen. Die regressive, liegende Einheit wird von der transgressiven hangenden Einheit z.T. erosiv angeschnitten. Aus der C.-del-Y. sind aus der oberen Abteilung der Independencia-Gruppe typische kontinentale Faunen (BEDER 1923, LEANZA 1948, HARRINGTON 1950) und Floren beschrieben (CARNIER 1911c, SCHUSTER 1911, HERBST 1972 ff.). In den Rotsedimenten der oberpermischen (?) Independencia-Gruppe sind laterale und vertikale Faziesverzahnungen die Regel (vgl. TAC 1981). Die Schichtenfolge kann in eine liegende, regressive Sequenz, welche einen seichtmarinen Lagunenbereich repräsentiert, und eine transgressive, hangende Sequenz geteilt werden, welche ein progradierendes Delta mit Rinnensanden (dickbankige Sandsteine), Crevassesedimenten? (arkoseartige Sedimente) und tonigen, limnischen Sedimenten und Auftauchbereichen (Flora) verkörpert. Zum Hangenden hin werden die Rotsedimente sandiger und feinkörniger, die Sortierung nimmt zu. Der Umschwung zu rein kontinentaler Sedimentation ist angezeigt.

1.4.2.4 Die mesozoischen Sedimente und Magmatite

Mit den feinkörnigen, gut gerundeten und sortierten, fossilleeren

Sandsteinen der Misiones-Formation (HARRINGTON 1950) kam es zur Sedimentation (Zyklus 4) unter ariden Bedingungen, aber auch zu aquatischen Ablagerungen. Die Misiones-Sandsteine sind äolisch-fluviatiler Herkunft und bilden das Liegende der Basalte des Paranábeckens. Sie treten häufig als Intratrappsandsteine auf. Die Sandsteine transgredierte über den Rand des heutigen Paranábeckens hinaus. Die Zeitspanne ihrer Sedimentation reicht von der Trias bis in die Untere Kreide (?). Eine Grenzziehung zu liegenden oder hangenden Gesteinen ist schwierig. Die von PUTZER (1962) der Misiones-Formation zugeschriebenen oberen Sandsteine der Asunción-Gegend sind zum Teil jünger und können dem Tertiär zugeordnet werden (PALMIERI & VELAZQUEZ 1982).

Die Misiones-Sandsteine werden in Ostparaguay von den extensiven Basalten (Zyklus 5 der Abb.3) der Alto-Paraná-Formation (entspricht stratigraphisch der Serra-Geral-Formation Brasiliens) des Paranábeckens überdeckt und intrudiert. Die schwarzen, tholeiitischen bis alkalibasaltischen Gesteine erreichen in Ostparaguay eine Mächtigkeit bis 300 m. Beim Bau des Itaipú-Staudammes wurden dreizehn übereinanderliegende Basaltdecken gezählt (PALMIERI & VELAZQUEZ 1982). Die Kernbohrung bei Pto.-Pdte.-Stroessner (Kap.3.5.1) erbrachte sieben Basaltdecken mit insgesamt 198 m Basalt. Die effusiven Basalte sind im Topbereich blasig ausgebildet und beinhalten z.T. Sandsteineinblasungen. Die basaltische Aktivität fällt in den Jura/Kreide Grenzbereich. Sie und auch die zahlreichen Alkaliintrusivvorkommen (Zyklus 5 der Abb.3) Ostparaguays sind in Verbindung mit dem Aufbruch des Südatlantiks zu sehen.

1.4.2.5 Die känozoischen Sedimente und Vulkanite

Aufgearbeitete Rotsedimente wurden während des Känozoikums in der Umgebung von Asunción resedimentiert (Zyklus 6 der Abb.3). Die Zugehörigkeit zu känozoischen Sedimenten ist an konglomeratischen Schichten mit Vulkanoklasten des Tertiärs (Alkalibasalte) zu erkennen (PALMIERI & VELAZQUEZ 1982). BERTONI (1939) berichtete aus der Gegend von Villeta über Kalke mit einer Muschelfauna des Tertiärs. Die Vulkanite der Asunción-Provinz (Zyklus 6) haben nach den vorliegenden Altersdaten paleozäne bis eozäne Alter (COMTE & HASUI 1971, STORMER ET AL. 1975, PALMIERI & VELAZQUEZ 1982, BITSCHENE ET AL. 1985).

Jüngste Ablagerungen sind quartäre Sande und Tone (Zyklus 7 der Abb.3). Mächtige quartäre Sedimente überlagern in der Ypacaraí-Senke den alten kristallinen Untergrund (freundl. Mitteilung D.

ALVARENGA, E. GODOY). Altquartäre Sedimente aus der Umgebung von Asunción lieferten eine reichhaltige pleistozäne Säugetierfauna (VELLARD 1934, HOFFSTETTER 1978) und werden von grobklastischen Sedimenten überlagert (freundl. Mitteilung J. BAEZ PRESSER).

Rezente seismische Aktivität, so z. B. im April 1982, die Verlandung der Ypacaraí-Senke, die fast völlige Entblösung von Verwitterungsschutt und tiefreichenden Böden der nach W vorgelagerten Mittelgebirge im zentralen Ostparaguay und die rezent zu beobachtenden steilen Hänge und Böschungen und tief einschneidenden Bäche und Rinnsale sind Anzeichen einer - vorerst nur geologische vermuteten, aber geophysikalisch unbewiesenen - jungen, quartären Heraushebung des ostparaguayischen Subkratons am W-Rand des Paranábeckens.

1.5 Planung und Durchführung des Projektes

Das am Laboratorium für Geochronologie durchgeführte Forschungsprojekt "Alkaligesteine in Paraguay" (Bearbeiter P. R. Bitschene) läßt sich in 6 Phasen aufgliedern:.

Phase 1. Vorbereitung des Paraguyaufenthaltes in Deutschland: Literaturstudien, Luftbild- und Kartenanalyse, Landeskunde, Sprachunterricht, Ausarbeitung des Antrages für ein DAAD-Stipendium

Phase 2. Forschungsaufenthalt in Paraguay: Orientierung in Asunción und im Gelände, einführende geologische Übersichtsexkursionen mit den offiziellen Kontaktpersonen, Vorbereitung und Durchführung der Geländearbeiten, geologische Kartierung und gezielte Probennahmen, Durchführung und Leitung einer mehrtägigen geologischen Lehrexkursion, wissenschaftliche Informationsreisen nach São-Paulo/Brasilien und Buenos-Aires/Argentinien.

Phase 3. Rückkehr nach Deutschland und Vorbereitung der Auswertung: Probensichtung, Erarbeiten der Unterlagen für einen DFG-Antrag, Bearbeitung der sauren Magmatite des Grundgebirges und ausgewählter Proben des Alkaligesteinskomplexes "Cordillera del Ybytyruzú".

Phase 4. Laborarbeiten und Auswertung: DS-Untersuchungen, Geochemie der Haupt- und Spurenelemente, SE-Bestimmungen an ausgewählten Proben, K-Ar-Altersbestimmungen an Mineral- und Gesamtgesteinspräparaten, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Untersuchungen an ausgewählten Proben, Vorträge auf Tagungen.

Phase 5. Zweiter Forschungsaufenthalt von P. R. Bitschene in Paraguay: Gezielte Probennahmen, mehrtägige Lehrexkursion mit Studenten und Dozenten des ICB der Universidad Nacional de Asunción (UNA) in das Arbeitsgebiet, Vorträge zur Unterrichtung der offiziellen Partner über den Forschungsstand. Forschungsaufenthalt von H. J. LIPPOLT in Paraguay zur weiteren Probennahme und Inspektion.

Phase 6. Zusammenfassen der Ergebnisse: Ergänzende Untersuchungen und Darstellung der Ergebnisse. Die Darstellung der Ergebnisse dauerte bis Mitte 1987.

Die Projektdauer betrug gut 5 Jahre, arbeits- und zeitintensiv waren die Phasen 2, 4 und 6. Logistische Probleme besonderer Art bereiteten der Aufenthalt und die Feldarbeit in Paraguay.

Der Auslandsaufenthalt wurde durch ein Jahresstipendium des DAAD ermöglicht, die DFG unterstützte das Projekt mit einer Forschungssachbeihilfe an Prof. LIPPOLT.

Die Abb.4 zeigt schematisch die Gesamtkonzeption des Projektes und die zeitliche Einbindung und Dauer einzelner Phasen und Zwischenberichtserstattungen.

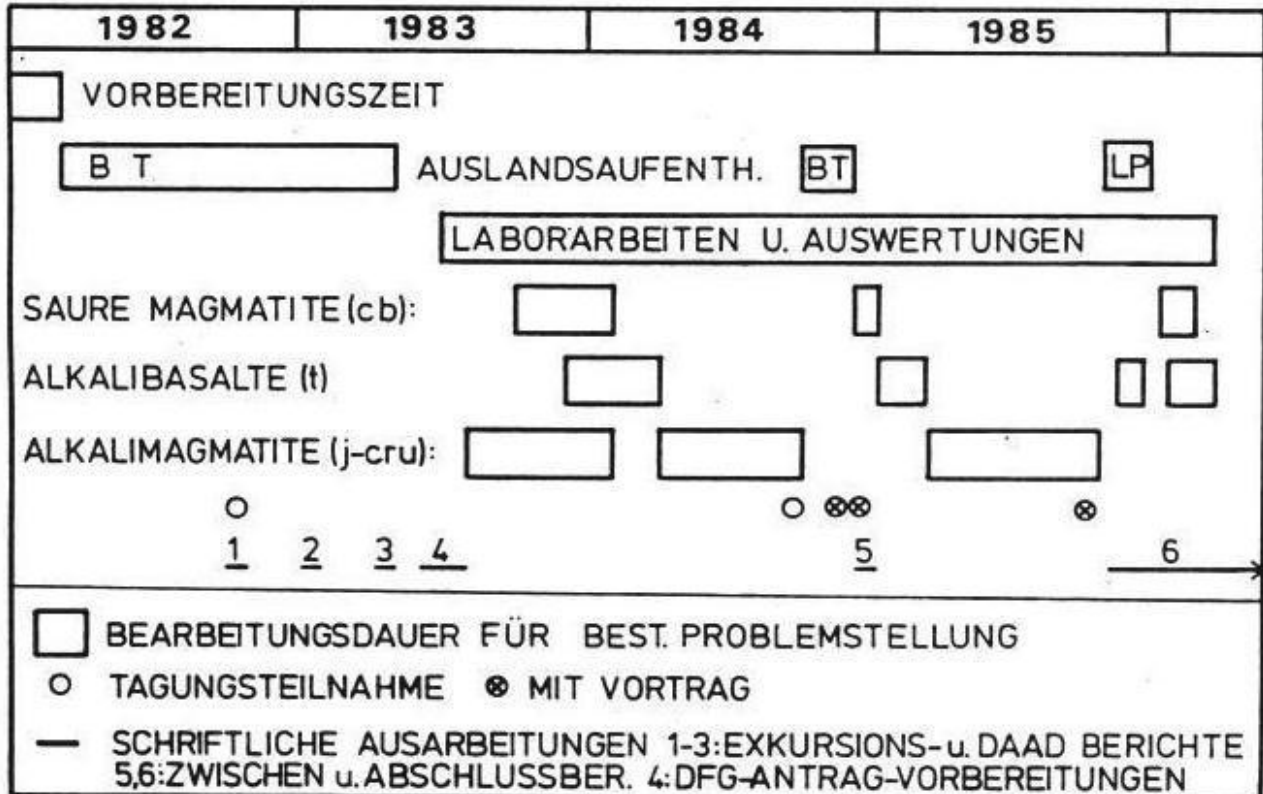


Abb.4 Zeitliche und thematische Gliederung der Promotionsarbeit (Paraguay-Projekt) und zeitliche Einbindung einzelner Arbeitsabschnitte (Geländeaufenthalte: LP = LIPPOLT; BT = BITSCHENE).

2 Methodische und analytische Grundlagen

2.1 Probenauswahl und Probenaufbereitung

Im Gelände wurden möglichst repräsentative und frische Proben aus dem Anstehenden geschlagen. Wo nur Lesesteine vorlagen, wurden die jeweils größten Brocken zertrümmert und mehrere frisch aussehende Stücke gesammelt. Insgesamt wurden ca. 800 kg Gestein aus Paraguay an das L. f. G. gebracht. Beprobt wurden:

- 1 Die Magmatite der C.-del-Y. und angrenzender Gebiete.
2. Vergleichsaufschlüsse bei Pto.-Pdte.-Stroessner, Caaguazú, Agua-Pety-Porton und Paraguarí.
3. Die vulkanische Asunción-Alkali-Provinz.
- 4 Ausgewählte Aufschlüsse des kristallinen, alten Untergrundes von Ostparaguay (BITSCHENE & LIPPOLT 1984a, c; 1986a).

Insgesamt wurden 150 Dünnschliffe von den Magmatiten polarisationsmikroskopisch untersucht. 52 Proben wurden auf Haupt- und Spurenelemente mittels Röntgenfluoreszenz-Analyse analysiert. Die H₂O- und CO₂-Anteile wurden coulometrisch und die Fe⁺⁺-Anteile manganometrisch bestimmt. An 24 Proben wurden die Seltenen-Erd-Elemente und Barium und Yttrium mittels Atom-Emissions-Spektroskopie mit Induktiv-Gekoppelter-Plasma-Anregung gemessen. Von 19 Proben wurden die ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse bestimmt. Für Altersbestimmungen nach der K-Ar-Methode wurden von 39 Gesteinsproben Mineral- und Gesamtgesteinspräparate hergestellt.

Über die methodischen und analytischen Grundlagen berichten die folgenden Kapitel. Angaben zur H₂O-, CO₂- und Fe⁺⁺-Bestimmung finden sich bei TUREK ET AL. (1976), HERRMANN & KNAKE (1973) und bei HERRMANN (1975).

2.1.1 Aufbereitung der Pulverpräparate

Für die Untersuchungen auf Haupt- und Spurenelemente, auf SE-, FeO-, H₂O- und CO₂-Gehalte und auf die Sr-Isotopie wurde jeweils ein homogenes Probenpulver mit einem Korndurchmesser von <50 µm hergestellt.

Die Herstellung des analysenfeinen Pulvers geschah wie folgt: Abschlagen von Verwitterungskrusten - Waschen und Trocknen des Gesteins - Vorzerkleinerung im Backenbrecher und Handauslese von Einschlüssen, Kluftbelägen, Verunreinigungen u.ä. - Heruntermahlen des vorzerkleinerten Gutes auf < 2mm Korndurchmesser in der

Scheibenschwingmühle mit Stahleinsatz - Viertelung der Probe - Feinmahlen einer Aliquote von 250 g in einer Achatkugelmühle auf $< 50\mu\text{m}$ Korndurchmesser - Homogenisieren der Probe und Abtrennen der Aliquoten mit Vibrationsteiler.

Vor dem Probenaufschluß wurden die Aliquoten bei $105\text{ }^{\circ}\text{C}$ im Trockenschrank entwässert (24 Stunden).

Die Analyse der Hauptelemente erfolgte an Schmelztabletten.

Gießener Arbeits-Vorschrift:

Einwiegen von 1000 mg Probe und 4000 mg Spectromelt (Lithium-Tetraborat als Flußmittel) in ein Porzellanschälchen (auf ± 10 mg genau), Homogenisieren - Einfüllen in Pt-Tiegel - Schmelzen der Mischung bei 1100 bis $1200\text{ }^{\circ}\text{C}$, etwa 12 min lang - Zugabe von 2 Körnchen Ammonium-Jodid (Erhöhung der Oberflächenspannung - Abgießen der Schmelze in flache Pt-Tiegel (Schmelztablettenformat) und sofortiges Abkühlen der Schmelze zu Glas. Auf der Nichtmeßseite Einritzen der Probennummer.

Die Analyse der Spurenelemente erfolgte an Presstabletten.

Gießener Arbeitsvorschrift: Einwiegen von ca 3,1 g Probe und 3 Tropfen 2,5 %iger Moviollösung in einen Glasbecher - gutes Homogenisieren der Probe - Überführen der Masse in Stahlzylinder mit eingelegtem Alu-Probeneinfaßring - Pressen der Tablette im Alu-Ring bei 600kg/cm^2 Belastungsdruck - Beschriften der Probe auf der Nichtmeßseite.

Die Weiterbehandlung der Aliquoten für die SE-, Ba- und Y-Messungen und für die Sr-Isotopiebestimmungen ist in den jeweiligen Kapiteln beschrieben.

Die Kontamination beim Mahlvorgang durch die Scheibenschwingmühle, durch den Hartmanganstahlbackenbrecher und den Achatmörser ist vernachlässigbar. Die Aufbereitung und Messung von an den betreffenden Elementen (Fe, Cr, Mn) freien Proben (saure Magmatite) erbrachte keinen signifikanten Beitrag. Die SiO_2 und Fe_2O_3 und Cr-Gehalte bei den hier bearbeiteten Gesteinen sind so hoch, daß eine eventuelle Kontamination innerhalb des Analysenfehlers liegt.

2.1.2 Aufbereitungsgang der Mineral- und der Gesamtgesteinspräparate

Neben den Pulverpräparaten für die Element- und Sr-Isotopie-Bestimmungen wurden möglichst reine Mineralpräparate und Gesamtgesteinspräparate (TR-Präparate) für die Altersbestimmungen nach

der K/Ar-Methode hergestellt:

Bis zur Feinmahlung in der Scheibenschwingmühle derselbe Arbeitsvorgang wie zur Pulverpräparatherstellung. Dann: Aufgabe des Mahlgutes in einen Siebsatz mit Maschenweiten von 100 μm , 200 μm , 315 μm , 500 μm . Eine Stunde Sieben mit automatischer Siebeinrichtung - Schlämmen der Probe mit H_2O , Nachspülen der Probe mit H_2O dest. und Aceton - Trocknen der Probe. Aus den Fraktionen 100 bis 200 μm , 200 bis 315 μm und 315 bis 500 μm wurden dann die Mineral- und TR-Präparate hergestellt.

TR-Präparate: Ausbreiten der Fraktion 100 bis 200 μm oder 200 bis 315 μm auf sauberem Papier - Abtrennen der magnetischen Fraktion mit Handmagneten (nichtmagnetische Einsprenglingsphasen bleiben zurück) - Tr-Präparat in verdünnter Essigsäure im Ultraschallbad etwa 10 min. behandeln - Säubern der Probe mit H_2O dest. und Aceton, Trocknen unter Rotlicht - Endkontrolle des Präparates unter Binokular. Bei wenigen Präparaten wurde das TR-Präparat noch durch zusätzliche Dichtentrennung aufgesplittet.

Biotit-Mineralpräparat: Die jeweilige Fraktion wird auf sauberes Papier gegeben, durch vorsichtiges Abschütten der nichtplanen Mineralkörner gelingt Biotitvoranreicherung. Diese ist über Magnetscheider nicht möglich, da Magnetitverwachsungen sofort die Schiene verstopfen. Überführen in Schwerelösung - Biotitpräparat im Dichtebereich $2,96 < d < 3,12$. Abzapfen, Säubern und Trocknen des Präparates - Weiterbehandlung im Achtmörser, Reiben in Alkohol (99%) mit Handstößel, etwa 10 min bis kein Widerstand (Knirschen) beim Reiben mehr wahrzunehmen. Die Biotite dürfen aber nicht zermahlen werden - Erneutes Säubern und Trocknen des Präparates, Absieben mit Nylonsieb - Finale Säuberung mit verdünnter Essigsäure im Ultraschallbad - Säubern mit H_2O dest. und Aceton - Trocknen unter Rotlicht - Handauslesen unter Binokular.

Die erzielten Reinheitsgrade der Biotitpräparate waren in der Regel $> 99 \%$. Als Gütemerkmal der Biotite kann deren K-Gehalt gelten. Er ist natürlich auch von der primären Zusammensetzung des Biotites, resp. dem Phlogopitgehalt abhängig. Der K-Gehalt der Biotite liegt zwischen 7,2 und 8,5 Gew.-%. Dies ist etwa 10 bis 15 % mehr K als vergleichbare Biotite aus ähnlichen Alkaliintrusivgesteinen Brasiliens aufwiesen, die ebenfalls zu K/Ar-Altersbestimmungen herangezogen worden waren (Kap. 4).

Klinopyroxen-Präparate (cpx-Präparate): Abtrennung der magnetischen Anteile aus der jeweiligen Fraktion - Abtrennung von Verwachsungen über Magnetscheider bei verschiedenen Amp-Einstellungen - Überführung in Schwerelösung mit $d = 3,3$ - Abzapfen der cpx mit $d > 3,3$ - Säubern und Trocknen der cpx - Weiterbehandlung der

Präparates in Essigsäure im Ultraschallbad - Säubern und Trocknen - finale Endreinigung durch Handauslesen unter dem Binokular. Dieses Verfahren erlaubt jedoch nicht die Trennung von Ti-Augiten und Aegirin-Augiten, da diese als zonierte, kristallographisch orientiert verwachsene Kristalle auftreten.

Plagioklaspräparat: TR-Präparat nach Abtrennen der TR-Fraktion (magnetisch) über Magnetscheider ($20^{\circ}/4^{\circ}$ Schienenneigung) bei 1,5 A. Auf der unmagnetischen Seite fällt reines Feldspatpräparat an - Nachbehandlung mit Essigsäure und Ultraschallbad.

Feldspat-Foidpräparat: Trennung der gewählten Fraktion nach der Dichte - $2,58 < d < 2,62$ ergibt leukokrates Präparat aus Alkalifeldspat/Foidverwachsungen.

Außerdem wurden aus Großkristalleinsprenglingen noch folgende monomineralische Präparate hergestellt: Phlogopit-Biotit (S1 gr), Amphibol (L3).

Als Verunreinigungen und Inhomogenitäten bei den Mineralpräparaten können auftreten:

Im Biotit: Apatit, oxidierte Randbereiche mit feinen Hämatitädern, Alkalifeldspat/Foid Einwachsungen, randliche Alteration und Quellung (Vermiculitisierung?), feinste cpx-Einwachsungen, Erzrelikte.

Im Klinopyroxen: auf Haarrissen Haematit, Biotit, Chlorit und Serpentin, Alkalifeldspat; Einwachsungen von Olivin, Magnetit, Apatit; Zonarbau. Bei den isotopischen Altersbestimmungen nach der K-Ar-Methode an Klinopyroxenen besteht die Gefahr, daß die K-haltigen Gastminerale die Altersinformation liefern, und nicht der Pyroxen.

Im Plagioklas: feinste Haematitschnüre, Zonierung, cpx- und Apatiteinwachsungen, Schichtgittersilikate.

In Feldspat-Foidverwachsungen: Die Alkalifeldspäte sind Na-reich und oft verfigert mit randlichem Foid (Nephelin und Sodalith).

2.2 Messung der Haupt- und Spurenelemente mit der winkeldispersiven Röntgenfluoreszenz-Analyse (RFA)

Das zur Bestimmung der Haupt- und Spurenelementgehalte von Gesteinen meistverwendete Verfahren ist die Röntgenfluoreszenz-Analyse (RFA). Sie erlaubt die qualitative und quantitative Elementbestimmung (Elemente mit Ordnungszahlen $Z > 13$) bei raschem Probendurchsatz und hinreichender Genauigkeit.

Die folgenden Angaben basieren auf den Ausführungen bei MUELLER (1967), BERTINI (1978), den Erläuterungen im Lehrbuch "Analytikum" (Autorenkollektiv, 1974) und Praktikumsunterlagen und Informationen der Abteilung Geochemie des Mineralogisch-Petrologischen Institutes (Leitung Prof. Dr. R. EMMERMANN) der Universität Gießen.

2.2.1 Die Entstehung der Röntgenfluoreszenzstrahlung

Führt man einem Atom hinreichend energiereiche Röntgenstrahlung zu, so werden in den kern-nahen inneren Schalen Leerstellen durch Elektronenabgabe erzeugt. Aus kern-ferneren Schalen mit einem höheren Energieniveau kann dann ein Elektron auf die kern-nähere Schale springen. Der zu jedem dieser Elektronenübergänge gehörende Energieverlust wird in Form eines Röntgenquants emittiert. Diese freiwerdende, charakteristische Röntgenstrahlung hat definierte Wellenlängen. Nach dem MOSELEY'schen Gesetz ist die reziproke Wellenlänge der Ordnungszahl Z proportional und somit elementspezifisch. Jedes Element sendet mehrere definierte Wellenlängen aus, je nach den verschiedenen Elektronensprüngen innerhalb der Elektronenhülle eines Atoms.

Wird also ein Element im Probenmaterial einer energiereichen Röntgenstrahlung ausgesetzt, so emittiert dieses Element seine charakteristische Eigenstrahlung (Fluoreszenzstrahlung). Diese elementtypische Röntgenfluoreszenzstrahlung ist ein Linienspektrum. Die Linien sind elementtypisch, die Intensität der Linien ist der Elementkonzentration im Idealfalle proportional. Gemessen wird die Intensität der Linien eines Röntgenfluoreszenzspektrums. Die Intensität der Röntgenfluoreszenzstrahlung ist abhängig von:

- der Intensität und Wellenlänge der primären, anregenden Röntgenstrahlung,
- der Probendicke,
- Art und Anteil von Begleitelementen des zu analysierenden Elementes. Dieser sogenannte Matrixeffekt beruht auf Absorptionsvorgängen und sekundärer Fluoreszenzanregung in der Probe,
- Apparaten- und Elementkonstanten, wie z. B. der Art der Röntgenröhre oder ob leichte oder schwere Elemente gemessen werden sollen.

2.2.2 Das Meßprinzip der RFA

Die Messung der Haupt- und Spurenelemente erfolgte mit einem Röntgenspektrometer PW 1400 der Fa. PHILIPS. Als Röntgenröhre

wurden Cr- und Rh-Röhren benutzt.

Das Prinzip der Messung kann aus Abb. 5 abgelesen werden. Die Röntgenröhre wird durch Anlegung einer Hochspannung (50, 60, 80 KV) zur Emission der Röntgenstrahlung angeregt. Diese Röntgenstrahlung trifft auf die Probe. Die resultierende Fluoreszenzstrahlung (charakteristische Eigenstrahlungen der enthaltenen Elemente) wird über einen primären Kollimator gebündelt und am Analysatorkristall (z. B. LiF-200) gebeugt (nach der BRAGG'schen Gleichung). Der Analysatorkristall reflektiert die Fluoreszenzstrahlung und zerlegt das Linienspektrum nach seinen Wellenlängen (Prinzip der Röntgendiffraktion). Über einen zweiten Kollimator gelangt die charakteristische Fluoreszenzstrahlung in den Detektor (Durchfluß- oder Szintillationszähler). Die Intensität der im Detektor auftreffenden Strahlung ist der Elementkonzentration proportional. Durch Drehung des Analysatorkristalles fällt jeweils eine bestimmte Wellenlänge in den Detektor. Der Winkel, um den der Analysatorkristall gedreht werden muß, damit elementspezifische, monochromatische Linien in den Detektor fallen wird gemessen und ist elementtypisch, da Wellenlänge, Reflektionswinkel und Netzebenenabstand des Analysatorkristalles über die BRAGG'sche Gleichung verknüpft sind. Störende Einflüsse (z. B. Absorptionsvorgänge, sekundäre Interelementanregungen, Untergrundlinien) werden über ein systeminternes computerisiertes Korrekturprogramm bereinigt.

Da Messungen mit der RFA vergleichende Messverfahren sind, wird der Elementgehalt über Eichkurven bestimmt. Diese Eichkurven werden über internationale Standards erstellt. Bei jedem Messdurchgang von neuen Proben wurden geeignete Standards (Granit- bzw. Basaltstandards) mitgemessen, die erzielten Elementkonzentrationen der Standards lagen jeweils im Sollbereich.

Es wurden jeweils Doppel- bzw. Dreifachmessungen der einzelnen Proben vorgenommen, die relativen Abweichungen waren kleiner als 2%. Sehr geringe Elementkonzentrationen (Pb, Th, Rb der LPT-Basalte) lagen an der Nachweisbarkeitsgrenze und sind insignifikant. Hohe Elementgehalte (K, Rb, Sr der Alkalimagmatite) liegen auf der linearen Extrapolation der durch die Standards bestimmten Eichkurven bzw.- Geraden.

Die Analyseergebnisse der Proben und der Standards sind im Anhang aufgeführt. Über die Nachweisbarkeitsgrenzen und die Reproduzierbarkeit der in Gießen durchgeführten Messungen informiert z. B. ARETZ (1986).

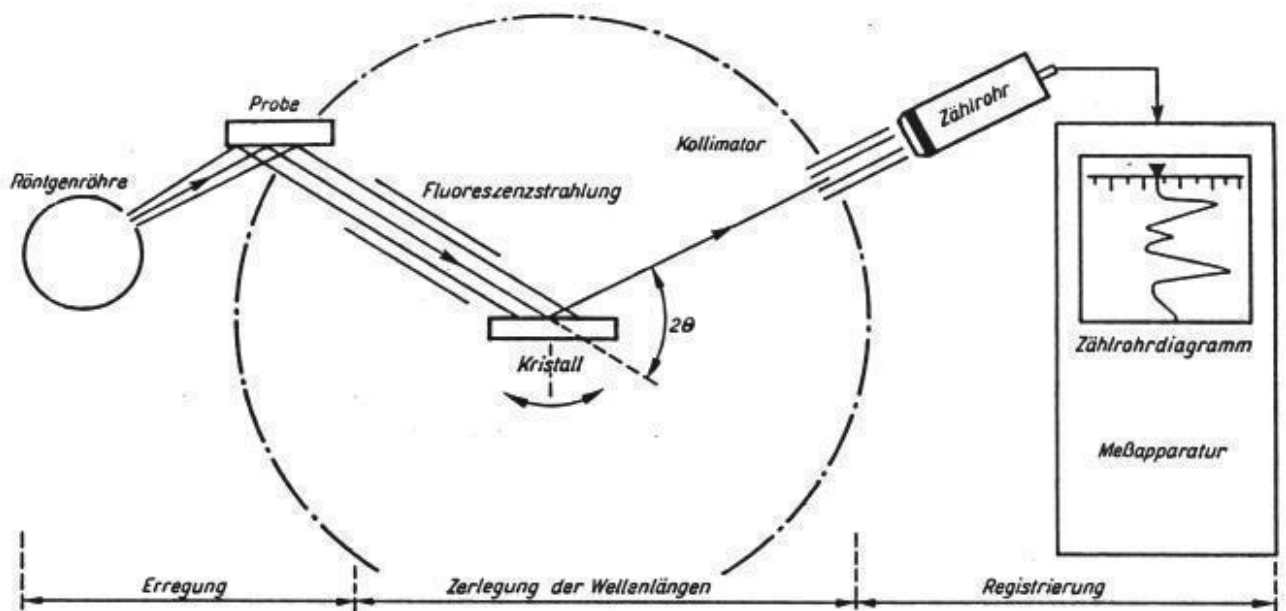


Abb.5 Gesamtaufbau einer Röntgenfluoreszenzanlage (AUTORENKOLLEKTIV 1974)

2.3 Auswertprobleme und besondere geochemische Parameter

Die Summe der gemessenen Gew.-% der Oxide der Hauptelemente sowie der H₂O- und CO₂-Gehalte sollen stets zwischen 99 und 101 Gew.-% liegen. Dies ist bei den gemessenen Proben im allgemeinen der Fall (Ausnahmen: PS 7: 101,5 Gew.-%). Folgende Randbedingungen sind zu beachten:

Bei Fe-reichen Gesteinen wird das Fe als Fe₂O₃ berechnet und führt nach der Addition der Gewichtsprozent der Hauptelementoxide zu überhöhten Summen. Das liegt daran, daß das zweiwertige Fe unterschlagen wird. Im allgemeinen genügt die Fe(2+)-Bestimmung und eine Korrektur ($Fe_2O_3/FeO = 0,125$), um den Fe₂O₃-Anteil auf das tatsächliche Maß zu reduzieren. Hat jedoch z. B. Fe-reicher Basalt eine sekundäre Oxidation erfahren (Fe⁺⁺ geht in Fe⁺⁺⁺ über), so sind auch die korrigierten Fe₂O₃-Gehalte relativ hoch. Dies macht sich z. B. bei der Probe 103 mit einem Fe₂O₃-Gehalt von 11,99 Gew.-% bemerkbar.

Desweiteren wird gerade das Fe⁺⁺⁺ in der CIPW-Norm dem Magnetit zugeschlagen. Magnetit absorbiert auch das Fe⁺⁺. Somit bleibt für

die Kalkulation Fe⁺⁺-haltiger Normminerale kein Fe⁺⁺ übrig. Dies hat rechnerisch Freiwerden von Si zur Folge, welches dann gerade im Grenzbereich der SiO₂-Sättigung die Alkalibasalte scheinbar qz-normativ werden lässt. Bei den hier vorliegenden hohen Fe⁺⁺⁺-Gehalten (>> Fe⁺⁺-Gehalte) tritt in der Norm sogar Hämatit auf. Dies ist den natürlichen Verhältnissen angepasst, denn bei der völligen "Oxidation" von Fe⁺⁺-reichem Olivin können tatsächlich Hämatit und amorphe Kieselsäure (und weitere Minerale) entstehen (s. Anhang mit Liste der CIPW-Normen).

Die normativen Mineralbestände wurden nach einem Programm von MÜLLER & BRAUN (1977) berechnet, welches von J. HESS für den Routinegebrauch angepasst wurde. Die basaltischen Normen können jedoch nur zum Vergleich untereinander herangezogen werden, da sie alle mit sekundärem Fe⁺⁺⁺ berechnet wurden. Die Probe 103 (Basalt) wurde mit einem angenommenen Gehalt von Fe₂O₃ = 2 Gew.-% (vgl. HUGHES & HUSSEY 1976) nochmals berechnet, die Resultate sind in der Tab. 1 dargestellt.

Tab.1 CIPW-Normen des Basaltes 103. Berechnung a wurde mit gemessenem Fe₂O₃ durchgeführt, Berechnung b mit angenommenem Fe₂O₃ von 2%. Aus einem Q-normativen Basalt wird allein durch die Veränderung des Fe₂O₃/FeO-Verhältnisses ein Q-freier (Alkali-)Basalt.

a	Probe 103	b	Probe 103
	Q = 4,88		or = 12,08
	or = 11,96		ab = 27,09
	ab = 26,82		an = 16,31
	an = 16,14		fs = 11,27
	fs = 0,36		en = 9,05
	en = 11,23		wo = 8,29
	wo = 8,21		fo = 1,61
	ap = 0,99		fa = 2,20
	il = 6,41		ap = 1,00
	ru = 0,76		il = 8,12
	hm = 12,26		mt = 2,99

Für die Alkalimagmatite tritt dieses Problem nicht signifikant in Erscheinung, da die Fe⁺⁺⁺-Gehalte nicht so hoch sind wie bei den Basalten. Damit sind die Alkalimagmatite auch die frischeren Gesteine, während die Basalte alle eine (sekundäre ?) Oxidation zeigen.

Bei den Alkalimagmatiten tritt jedoch ein anderer erwähnenswerter Effekt auf. Die Summe der Gew.-% der Hauptelementoxide (und H₂O + CO₂) erreicht bei einigen Proben nicht das 99%-Kriterium. Viele Analysen reichen nur knapp über 99 %. Dies liegt daran, daß hohe Gehalte an bestimmten Spurenelementen nicht mitgerechnet wurden. Fügt man diese Spurenelemente (Ba, Sr, SE, Zr) als Oxide in Gew.-% den Hauptelementen hinzu, so liegen auch diese Analysen im geforderten Bereich zwischen 99 und 101 Gew.-%.

Als Vergleichsparameter für die Primitivität der Gesteine (vgl. z. B. WILKINSON 1982) kann der "M-Wert", berechnet werden. Der M-Wert berechnet sich nach HUGHES & HUSSEY (1976) folgendermaßen:

$$M = \frac{100 \text{ Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}}$$

Der M-Wert ist bei basaltischen Erstschnmelzen, die noch keine Differentiation erfahren haben, relativ hoch (> 60). Beispiele hierfür sind Ankaratrite, Pikrite u. ä.. Differenzieren nun solche basaltischen Schnmelzen durch Mafitenabsaigerung (gravitative Kristallisationsdifferentiation), so wird der Schnmelze Mg entzogen, da die Erstausscheidungen wie Olivin und Pyroxen dieses einbauen. In der Restschnmelze reichert sich dann das Fe relativ zum Mg an, damit sinkt der M-Wert.

Petrogenetisch primitive Gesteine (Peridotite, Pikrite, Tholeiite) haben also hohe M-Werte, entwickelte Gesteine (Andesite, Trachyte) haben niedrige M-Werte. Der M-Wert ist also ein Parameter, der die Entwicklung und Differentiation besonders basischer Gesteine charakterisiert (Tab.16a, b; auch im Anhang bei der Zusammenstellung der geochemischen Analysen).

Der agpaitische Index bzw. Koeffizient (zur Diskussion s. SORENSEN 1974) ist ein Anzeiger für den Grad der Al-Sättigung von Gesteinen. Der agpaitische Koeffizient (A. K.) berechnet sich aus dem molekularen Verhältnis Na₂O + K₂O/Al₂O₃. Ist der A. K. > 1, so treten modal und normativ Alkalimafite im Gestein auf. Diese Gesteine können einer agpaitischen Gruppe zugeordnet werden. Solche Gesteine können sehr reich an inkompatiblen Elementen sein und sind dann als lagerstättenhöffige Gesteine anzusehen (Tab.16a, b; auch im Anhang bei der Zusammenstellung der geochemischen Analysen).

Der potassische Index (Pot.I.) unterscheidet Na-betonte von K-betonten Alkaligesteinen. Na-betonte Suiten haben Na₂O - 1,5 > K₂O, K-betonte Gesteine haben Na₂O - 1,5 < K₂O (ZANETTIN 1984) und sind sehr seltene Magmatite (Pot.I., Anhang)

2.4 Analyse der Seltenen Erden (SE) mit der atomaren Emissionsspektroskopie mit induktiver Plasmaanregung (ICP - AES)

Die ICP - AES ist ein relativ neues, weiterentwickeltes Verfahren der Spektroskopie. Bezüglich Entwicklung und Vergleichen mit Elementnachweisgrenzen anderer Techniken sei auf FASSEL (1978), WELZ (1983) und HENDERSON & PANKHURST (1984) verwiesen.

Die Elementanalyse durch atomare Emissionsspektroskopie (AES) ist seit den 30iger Jahren bekannt. Die entscheidende Verbesserung in der Elementnachweisbarkeit durch die Einführung des induktiv gekoppelten Plasmas (ICP, inductively coupled plasma) als Anregungsquelle hat dieser Methode in den 60iger Jahren zum Durchbruch verholfen. Spezielle Daten zur SE-Messung mittels sequentieller ICP - AES am Mineral. Petrolog. Inst. der Universität Gießen sind in STROH ET AL.(in prep) zu finden. Darauf und auf Praktikumsunterlagen basieren die folgenden Erläuterungen.

2.4.1 Theoretische und apparative Grundlagen zur ICP - AES

Die AES macht sich den Effekt zunutze, daß jedes Atom beim Übergang von angeregten Zuständen in den Grundzustand Linien eines spezifisches Linienspektrums mit bestimmten, elementspezifischen Wellenlängen aussendet. Die ausgesandten Spektrallinien durchlaufen einen Eintrittsspalt (Abb.6 "Primary Slit") und werden an einem geeigneten Gitter (Abb.6 "Plane Diffraction Grating") dispergiert. Aus dem so aufgefächerten Linienspektrum wird eine elementspezifische Linie über einen Spalt ausgeblendet. Der elementspezifische Lichtstrahl trifft, über einen Spiegel umgelenkt, auf einen Verstärker (Abb.6 "Photomultiplier"). Man wählt eine Spektrallinie, die nicht mit der Spektrallinie eines anderen Elementes interferiert. Die Intensität des Signals ist der Konzentration des Elementes proportional. Über Eichlösungen wird das System vorher geeicht. Um störende Spektrallinien zu vermeiden, werden bei der SE-Element-Bestimmung bis auf Ba und Y alle anderen Elemente eliminiert.

Zwei unterschiedliche Spektrometertypen werden für das AES-Meßexperiment angewendet:

1. Das sequentielle AES-Einkanal-Spektrometer hat veränderliche Gitter- und Spalteinstellungen. So kann jede beliebige Spektrallinie angefahren werden, die jeweils ergiebigste Linie wird eingestellt. Dieser flexible experimentelle Aufbau ist für Mehrelementbestimmungen die erfolgreichere Methode und wird für die Messung der SE, Ba und Y angewendet.

2. Das simultane AES-Vielkanalspektrometer hat eine fest eingebaute Emissionsquelle, ein fest eingebautes Beugungsgitter und

stationäre, auf spezifische Spektrallinien eingestellte Spalte. In dieser Meßaufstellung können gleichzeitig bis 50 Spektrallinien gemessen werden.

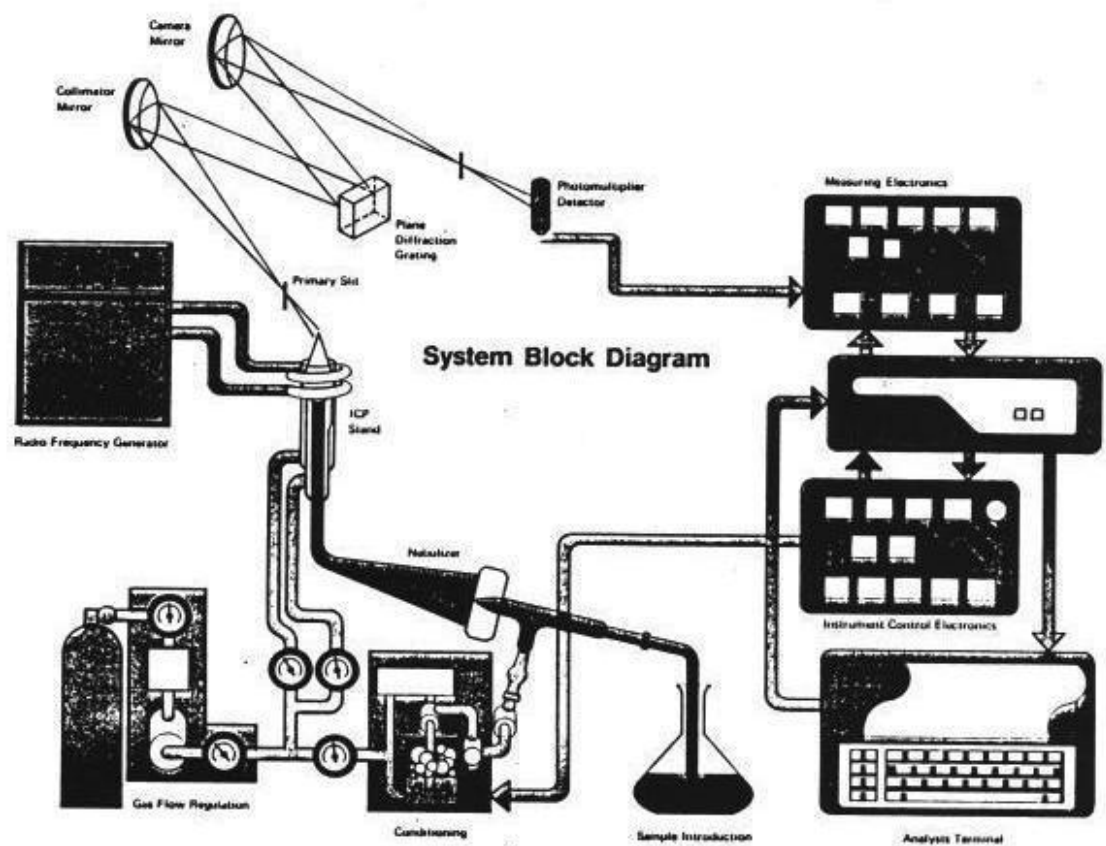


Abb.6 Aufbau und Hauptbestandteile eines ICP-AES-Standes (aus: ARL-Prospekt 3510 PC)

Die ICP-Technik für die Anregung der Elemente zur Emission ihrer charakteristischen Spektrallinien hat ihren entscheidenden Vorteil in der sehr hohen Temperatur (5000 - 8000 K) und dem damit verbundenen hohen Anregungsgrad der Probe. Das Ar-Plasma (Ionisiertes Ar-Gas) wird durch einen hohen initialen Energieaufwand (Tesla Entladung) hergestellt und interagiert dann mit dem Magnetfeld einer umgebenden Spule (Abb.6 "ICP Stand"). Die induktive Kopplung von Plasma und Magnetfeld hält die Ar-Ionisierung aufrecht und die sehr hohen Temperaturen.

In den axialen Bereich des Plasmas wird das Probenaaerosol mit Ar als Trägergas eingesprüht, gleichzeitig wird durch einen dritten, peripheren Ar-Strom der Bereich zwischen umgebender Quarzglaschülle und dem Ar-Plasma gekühlt (Schmelzgefahr). Die zu messende Substanz verbleibt etwa 2 ms im Ar-Plasma. Dabei wird ein hoher Anregungsgrad erreicht, so können auch geringe Elementkonzentrationen nachgewiesen werden, z.B. bei den SE. Ein weiterer Vorteil des ICP ist, daß auch schwer ionisierbare Elemente wie W, Ba, Ti,

Ta zur Emission eines Linienspektrums gezwungen werden können. Auch die Sauerstoff-affinen Elemente wie B, Si, P und die Erdalkalimetalle sind im inerten Ar-Plasma besser nachweisbar.

Da die hohen Temperaturen zu linienreichen Spektren führen, kommt es zur Überlagerung zwischen verschiedenen Spektrallinien (Bandspektrum, Intensitätserhöhung). Um dies zu vermeiden müssen die die zu messenden Elemente und eine von Interferenzen freie Spektrallinie selektiert werden. Diese Notwendigkeit erhöht die Anforderungen an das Spektrometer (Spaltbreite, Auflösungsvermögen, Verstärker).

2.4.2 Grundlagen der Geochemie der SE

Die Verteilung und Fraktionierung der SE in natürlichen Gesteinen und Mineralen wird seit den 60iger Jahren untersucht. Bei der Erarbeitung petrogenetischer Modelle (partielle Aufschmelzung, gravitative Kristallisationsdifferentiation, Magmenmischung; vgl. GAST 1968) sind die chondritnormierten SE-Verteilungen und Fraktionierungen ein wichtiges Arbeitsmittel. Für die graphische Darstellung werden die SE-Gehalte auf Chondritwerte normiert und gegen Z aufgetragen.

Chemische und physikalische Grundlagen der SE diskutierten SCHNETZLER & PHILPOTTS (1970). Die Anwendungsbereiche für die Petrologie sind in " REE Geochemistry " (ed.: HENDERSON 1984) zusammengefasst. Diese beiden Werke bilden die Grundlagen für die folgenden Ausführungen.

Die SE gehören ebenso wie das normalerweise mitgemessene Y zu den Elementen der Nebengruppe IIIa des Periodensystems. Dabei unterscheidet man zwischen den Leichten Seltenen Erden (LSE, La bis Eu) und den Schweren Seltenen Erden (SSE, Gd bis Lu). Die SE sind Metalle mit großer Reaktionsfähigkeit und sehr ähnlichen chemischen und physikalischen Eigenschaften. Fast immer treten sie in der Oxidationsstufe +3 auf, Eu auch +2, Ce auch +4. Als Hydroxide, Karbonate und Phosphate gehen die SE schwer in Lösung. Verwitterungsprozessen oder seichtmetamorphen Einflüssen gegenüber verhalten sich die SE immobil (MENZIES ET AL. 1977, 1979), eine für petrogenetische Interpretationen herausragend günstige Eigenschaft. Mobil sind die SE in H₂O- und CO₂-reichen fluiden Phasen bei Drücken des oberen Mantels.

Die SE haben einen relativ großen Ionenradius (inkompatible Elemente) und werden daher bevorzugt in die silikatische Spätkristallisation eingebaut. Allerdings werden die SE auf Grund ihrer

verschiedenen und mit der Zunahme von Z kontinuierlich kleiner werdenden Ionenradien (Lanthanidenkontraktion) verschieden häufig in verschiedene Mineralphasen eingebaut. So baut Granat bevorzugt die schweren SE ein. Orthit und Apatit bauen bevorzugt leichte und mittlere SE ein.

Reine Kristallfraktionierung in einem Magma führt zu immer höheren SE-Gehalten. Die SE-Verhältnisse und damit der Verlauf der chondritnormierten SE-Verteilungsspektren bleiben dieselben.

Eine Besonderheit ist im Falle des Eu gegeben, welches als Eu^{+2} bevorzugt für Ca bzw. Sr in den Plagioklas eingebaut wird. Die Fraktionierung von Plagioklas ruft also eine negative Eu-Anomalie hervor, die Zumischung von Plagioklas eine positive Eu-Anomalie.

Für diese Arbeit wurden die von BOYNTON (1984) vorgeschlagenen Chondritwerte zur Normierung benutzt. Der Grad der SE-Fraktionierung wird durch die chondritnormierten La/Lu- oder Ce/Yb-Verhältnisse angegeben. Die Fraktionierung der LSE zeigt das La/Sm-Verhältnis, die Fraktionierung der SSE das Gd/Lu-Verhältnis an.

2.4.3 Die Abtrennung und Messung der SE

Für die Messung der SE müssen diese in Lösung gebracht und von den übrigen Elementen getrennt werden. WALSH ET AL. (1981) benutzen ein Kationenaustauscherharz zur Abtrennung der SE. Das in ähnlicher Weise in Gießen angewandte Verfahren sieht vor:

Ionenaustauscherharz DOWEX AG 50-W-8 wird etwa 100 mm hoch in die Säule gegeben (20 mm Durchmesser, 300 mm lang). Vor jeder Messung wird über eine Wasserstrahlpumpe 4n HCl hochgezogen und das Harz aufgeschlämmt, dann wird mit 4n HCl nachgespült.

- 500 bzw. 1000 mg Probe in Teflonschale, mit aqua dest. anfeuchten
- Aufschluß mit 4 ml HClO_4 und 15 ml HF (konz)
- Abrauchen auf Heizplatte bis fast zur Trockne
- mehrmals mit HF und HClO_4 aufnehmen und eindampfen lassen
- wenn alles in Lösung war und wieder eingedampft, Rückstand mit HCl konz. aufnehmen
- abrauchen lassen, dann mit 15 ml 25%iger HCl aufnehmen
- in 100 ml PE-Fläschchen, mit aqua dest. auffüllen
- auf die vorbereiteten Säulen 150 ml 1n HCl vorgeben
- Probenlösung dazugeben
- durchlaufen lassen, Eluat verwerfen
- 400 ml 1,4 n HCl aufgeben, durchlaufen lassen, Eluat verwerfen
- 500 ml 4 n HCl aufgeben, durchlaufen lassen, Eluat mit SE, Ba, Y in Becherglas auffangen

- auf Heizplatte eindampfen
- Rückstand mit 8 ml 10%iger HCl aufnehmen
- über Schwarzbandfilter in 10 ml PE-Fläschchen überführen
- mit 2 ml 10%iger HCl nachspülen
- PE-Fläschchen enthalten meßbereite Lösung
- Messung über sequentielle ICP - AES, erst LSE, dann SSE, dann Ba
- jeweils vorher Blank messen (10%ige HCl)
- dann Standardlösung messen
- dann Proben messen
- falls die Konzentrationen zu hoch sind, werden die Probenlösungen im Verhältnis 1:1 verdünnen

Die Kontrolle geschieht über die Messung internationaler Standards. Bei den durchgeführten Messungen (24 Proben, 6 Standards) traten bei einer Probe Lösungsschwierigkeiten auf (Probe 154). Die mitgemessenen Standards DR-N (Diorit) und Alb (Granit) lagen mit ihren SE-Gehalten alle im Sollbereich.

Die Messungen der SE wurden am ICP 5500 der Fa. Perkin Elmer am Mineral.-Petrol. Inst. (Leitung: Prof. R. EMMERMANN) der Universität Gießen unter folgenden Einstellungen vorgenommen:

Eichung	: je nach Elementkonzentration durch Mehr-elementstandard: 10 mg/l oder 0,5 mg/l
Nullpunktfestlegung	: bei 10% HCl p. A.
Plasmagas	: Argon 14 l/min
Hilfsgas	: Argon 0,3 l/min
Zerstäubergas	: Argon 29 PSI (ca. 200 KPa)
HF-Leistung	: 1 KW
Brenner	: Kieselglas, Teflon
Beobachtungshöhe (über Brenner)	: 16 mm
Monochromator	: Czerny-Tuner-Anordnung, 2 Gitter
Brennweite der Gitter	: 408 nm
Wellenlängenbereich	: 170 bis 900 nm
Gitterwechsel	: bei 460 nm (computergesteuert)

Im Falle der SE-Bestimmung ist die sequentielle ICP - AES den AAS-, RFA- und INAA-Methoden überlegen. Nachteilig wirkt sich aus, daß relativ viel Probenmaterial (500 bzw. 1000 mg) verbraucht wird und die quantitative SE-, Ba- und Y-Abtrennung relativ zeitaufwendig ist.

2.5 Sr-Isotopie-Untersuchungen

Da Isotopieverhältnisse sich im Verlauf einer Magmendifferentiation durch Kristallfraktionierung bzw. einer Magmengenerierung durch partielle Schmelzung von Mantelgesteinen nicht ändern, können sie direkte Auskunft über die isotopische Zusammensetzung des Mutter- bzw. Ausgangsgesteins geben. Besonders die Sr- und die Nd-Isotope sind Anzeiger für Herkunft und kogenetische Entwicklung magmatischer Gesteine. Sie reflektieren den isotopischen Charakter der Quelle der Gesteine und können als Tracer für petrogenetische Prozesse (Magmenmischung, Kruste-Mantel-Interaktion) benutzt werden.

2.5.1 Die Bedeutung der Sr-Isotopie für die Petrogenese basischer Magmatite

Das Verhältnis der Isotope $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ zur Zeit der Magmenerstarung (Sr-Isotopenanfangsverhältnis) kann als Anzeiger für die Herkunft eines Gesteines aus Kruste oder Mantel herangezogen werden. Vereinfachte Darstellungen ordnen Mantelgesteinen einen Sr-Initialwert zwischen 0,702 und 0,706 zu (z. B. FAURE 1978, HOFMANN & HART 1978).

In Verbindung mit weiteren geochemischen Kriterien (Sr, Rb, SiO_2) und über die damit verbundene Zumischung von radiogenem ^{87}Sr können krustal kontaminierte Mantelabkömmlinge erkannt werden. Eine solche krustale Kontamination der mehr sauren Vulkanite des Paranábeckens konnten z. B. CORDANI ET AL. (1980), FODOR ET AL. (1985) und MANTOVANI ET AL. (1985) aufzeigen.

Betrachtet man die Sr-Initialwerte krustal nicht signifikant kontaminierter Basalte und Alkaligesteine (z. B. ROCK 1976, CALVEZ & LIPPOLT 1980, NORRY & FITTON 1983), so zeigt sich, daß Mantelabkömmlinge und damit der obere Erdmantel aus dem diese Gesteine stammen, durchaus verschiedene Sr-Initialwerte haben können. Der obere Erdmantel ist also isotopisch heterogen zusammengesetzt. Diese isotopische Heterogenität bezüglich der Sr-Isotopie - und auch bezüglich der Nd-Isotopie und anderer Isotope (DE PAOLO & WASSERBURG 1979, ALLEGRE ET AL. 1983) - läßt sich beispielsweise für ozeanische Basalte (MORB) und Alkaligesteine (OIB) in Abb. 7 (aus: HOFMANN 1984) ablesen.

Allein aus dem Vergleich der Isotopie von "Mid-Ocean-Ridge-Basalts" (MORB) mit "Ocean-Island-Basalts" (OIB) können mindestens zwei verschiedene Mantelbereiche mit unterschiedlichen Sr- und Nd-Isotopie-Verhältnissen abgeleitet werden: Ein verarmter (Verlust der inkompatiblen Elemente wegen schon vorausgegangener par-

tieller Schmelzung) Mantel, aus dem die MORB stammen, und ein primitiver (hat noch keine partielle Schmelzung und damit den Verlust der leicht zu mobilisierenden inkompatiblen Elemente erfahren) Mantel, aus dem die OIB stammen (s. HOFMANN 1984 und Literatur darin).

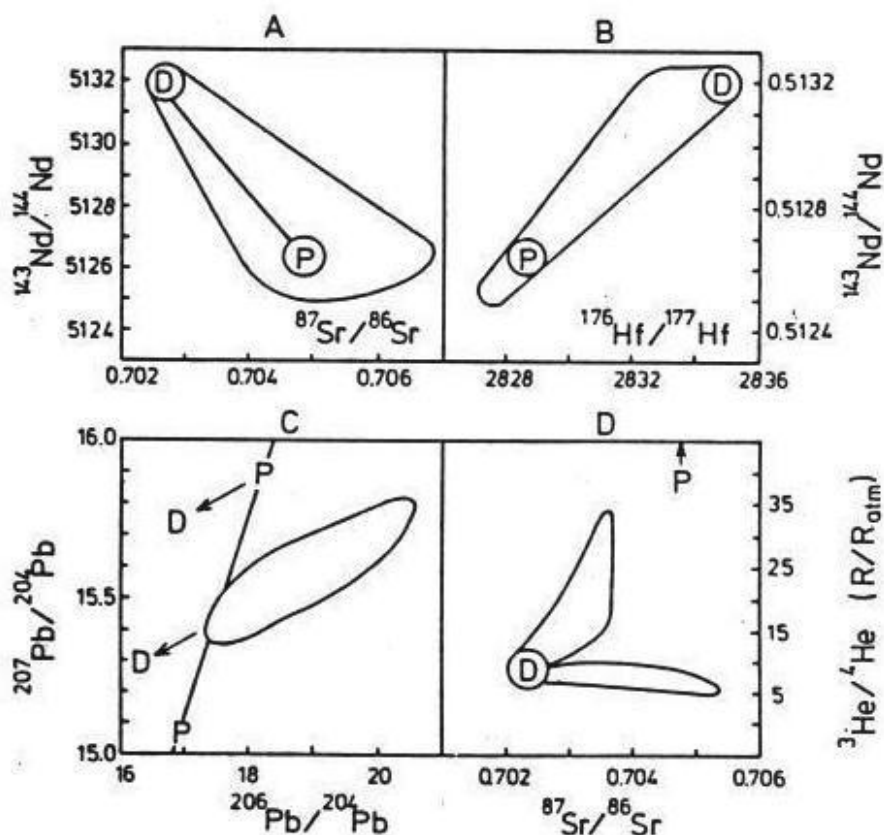


Abb. 7: Zusammenfassung isotopischer Daten ozeanischer Basalte aus HOFMANN (1984). In jedem Diagramm stellt P ein primitives und D ein verarmtes Mantelmaterial dar. In Teilbild A liegen die MORB nahe D und die OIB nahe P. Es gibt aber auch OIB-Proben, die nach ihrer Sr- und Nd-Isotopie neben und unterhalb von P fallen. Dies bezeugt, daß mehr als nur zwei Standard-Komponenten (D, P) für die Generierung von OIB existieren

Da dieses 2-Quellen-Modell immer noch nicht die Vielfalt der Gesteine in ihrer Sr-Isotopie erklärt, müssen weitere Quellen oder petrogenetische Prozesse in Betracht gezogen werden, so z. B. die Mantelmetasomatose vor der Erschmelzung basaltischer Gesteine oder auch "Recycling" alten Krusten- oder Mantelmaterials.

Ein etwas anderes Bild ergibt sich für kontinentale Basalte und Alkaligesteine. Soche Gesteinsassoziationen sind in kontinentalen Riftsystemen zu finden. CALVEZ & LIPPOLT (1977, 1980) konnten beispielsweise für die Basalte und Alkalimagmatite der känozoischen Oberrheingrabenprovinz deren Herkunft aus dem oberen Mantel belegen und ihre Inhomogenität bezüglich der Sr-Isotopie aufzei-

gen. Die Spannweite der Sr-Initialverhältnisse des Kaiserstuhls z. B. liegt zwischen 0,703 und 0,705 (CALVEZ & LIPPOLT, 1980; SCHLEICHER ET AL. 1984) und zeigt die isotopische Heterogenität der krustal nicht signifikant kontaminierten Kaiserstuhl-Gesteine. Damit ist auch die isotopische Heterogenität des oberen Mantels, aus dem diese Gesteine stammen, belegt.

Ähnlich den känozoischen Magmatiten der Oberrheingraben-Provinz haben auch die jungphanerozoischen Magmatite von Ostparaguay - z. B. die Basalte des westlichen Paranábeckens und die Alkalibasalte der Asunción-Provinz - ihren Ursprung im oberen Mantel und zeigen signifikant unterschiedliche Sr-Initialverhältnisse.

Weitere Beispiele für die Inhomogenität des oberen Mantels bezüglich der Sr-Isotopie (und auch bezüglich der Spurenelementgehalte) sind kontinentale Alkalibasalte und die darin eingeschlossenen Mantelxenolithe und -Xenokristalle (MENZIES 1983, HAWKESWORTH ET AL. 1983). Anormal hohe und nicht durch krustale Beimengung erklärbares Sr-Isotopenanfangsverhältnisse haben besonders kontinentale Flutbasalte. Für die Karroo-Basalte Südafrikas nehmen HAWKESWORTH ET AL. (1983) einen inhomogenen kontinentalen Lithosphärenbereich (Kruste und oberer Mantel) an, in dem die unterschiedlichen Rb/Sr-Verhältnisse lange genug bestehen konnten, um die unterschiedlichen und hohen Sr-Isotopenanfangsverhältnisse der Basalte zu generieren.

2.5.2 Vorbereitung und Durchführung von Sr-Isotopenmessungen

An ausgewählten, frischen Gesamtgesteinsproben der Alkalibasalte der Asunción-Provinz, der Basalte der Kernbohrung bei Pto.-Pdte.-Stroessner, der Alkalimagmatite des Cerro-Santo-Tomas bei Paraguarí und der Basalte und Alkaligesteine der Cordillera-del-Ybytyruzú wurden die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse gemessen. Dazu wurden Aliquoten des Gesteinpulvers für die RFA-Messungen (Kap. 2.3) genommen. Niedrige Rb/Sr Verhältnisse (0,023 bis 0,225) und hohe Sr-Gehalte der Proben vereinfachen den analytisch-chemischen Arbeitsgang.

Von jeder Probe wurden 200 - 300 mg Substanz eingewogen, im geschlossenen Teflongefäß mit konz. HF aufgeschlossen, zur Trockne gebracht, in 1,8 n HCl aufgenommen und über eine Säule mit Ionenaustauscherharz (Dowex WX-8, 100 bis 200 mesh) geführt, wobei das Sr-haltige Eluat in einem definierten Bereich (nach vorheriger Eichung) abgegriffen wurde. Die eluierte Sr-haltige Lösung wurde eingedampft und mit HNO_3 auf ein Re-Heizbändchen aufgetragen und als Sr-Nitrat eingeglüht. Die so geladenen Heizbändchen wurden in

Doppelfilamentanordnung auf eine Trommel gebaut, die in den Ionenformationsraum des Massenspektrometers eingebaut wurde. Die mitgemessenen Sr-Isotopenstandards (NBS SrCO₃ 987) wurden auf Ta-Einfachheizbändchen gemessen.

Gemessen wurde mit einem Thermionen-Feststoffmassenspektrometer MAT 261 (Fa. FINNIGAN, 90° Sektorfeld, 23 cm Ablenkradius, Dispersionsverdoppelung durch spezielle Ionenoptik) mit on-line Datenerfassung und Auswertung. Über Messung, Auswertung und Fehlerbetrachtung von Sr-Isotopiemessungen am Laboratorium für Geochronologie siehe v. DRACH (1978) und KOBER (1983).

Zur Korrektur von Fraktionierungs- und Diskriminierungseffekten wurde neben dem ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis auch das ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr-Verhältnis bestimmt. Der Fraktionierungsfaktor d wird aus dem Quotienten aus ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr_{gem} und ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr_{Nier} ermittelt. Der wahre ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Wert A wird dann nach der Gleichung

$$A = \sqrt{d} * \sup{87}\text{Sr}/\sup{86}\text{Sr}_{\text{gem}}$$

errechnet.

Diese Fraktionierungskorrektur wird durch den angeschlossenen Rechner automatisch vorgenommen.

Die mitgemessenen Standards liegen alle im Vertrauensbereich des NBS-Standards, die Werte können im Anhang nachgelesen werden.

Alle hier angegebenen Sr-Isotopen-Verhältnisse sind mit dem 2 sigma-Fehler behaftet.

2.5.3 Die Rückrechnung auf die Sr-Isotopen-Anfangsverhältnisse

Um die zum Zeitpunkt T (= heute) gemessenen ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse auf die ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Initialverhältnisse zurückzurechnen, benötigt man neben den gemessenen Sr-Isotopenverhältnissen das Alter des Gesteins und die Rb und Sr Konzentrationen (über die RFA gemessen).

Die Rückrechnung auf die Sr-Initialwerte basiert auf dem radioaktiven Zerfallsgesetz. Die auf den Zerfall des ⁸⁷Rb zu ⁸⁷Sr umgeformte Näherung (z. B. FAURE 1977) lautet:

$$\left(\frac{\sup{87}\text{Sr}}{\sup{86}\text{Sr}}\right)_t = \left(\frac{\sup{87}\text{Sr}}{\sup{86}\text{Sr}}\right)_0 + \frac{\sup{87}\text{Rb}}{\sup{86}\text{Sr}}(e^{\lambda t} - 1)$$

$$\left(\frac{\sup{87}\text{Sr}}{\sup{86}\text{Sr}}\right)_0 \text{ Sr-Isotopenanfangsverhältnis, Sr-Initialwert}$$

kann aus dem K und $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ Gehalt und bekannter Zerfallskonstante ein Modellalter für Gesteine und Minerale berechnet werden. Dieses Alter gibt den Zeitpunkt an, bei dem das Gestein oder Mineral unter die Temperatur abgekühlt ist, ab welchem das Gestein oder Mineral ^{40}Ar speichert. Dieses Abkühlungsalter entspricht bei den tertiären Vulkaniten und Subvulkaniten dem Ex- bzw. Intrusionsalter. Im Falle der mesozoischen Alkaliintrusiva und der Basalte muß dagegen Überprägung und damit eine teilweise Zurückstellung der K - Ar Uhr diskutiert werden.

Der natürliche Zerfall instabiler Isotope wird eine Differentialgleichung beschrieben. Durch Integration erfolgt:

$$N = N_0 \cdot e^{-\lambda t}$$

wobei

- N_0 = Anzahl der Atome des Mutterisotops zur Zeit $t = 0$
- N = Anzahl der Atome des Mutterisotops zur Zeit $t = x$
- λ = Zerfallskonstante
- t = seit Zerfallsbeginn vergangene Zeit

Umformung ergibt die Altersgleichung:

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln \frac{N_0}{N}$$

Berücksichtigt man den dualen Zerfall von ^{40}K , so erweitert sich die Altersgleichung (z. B. STEIGER & JÄGER 1977; JÄGER & HUNZIKER 1979) zu:

$$t = \frac{1}{\lambda_{\alpha} + \lambda_{\beta}} \cdot \ln \left(1 + \frac{\lambda_{\alpha} + \lambda_{\beta}}{\lambda_{\alpha}} \cdot \frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}} \right)$$

wobei

- $\lambda_{\alpha} = 0,581 \cdot 10^{-10} / \text{a}$
- $\lambda_{\beta} = 4,962 \cdot 10^{-10} / \text{a}$

Aus dieser Gleichung ergibt sich, daß zur Errechnung des isotopischen Alters t die Konzentrationen an ^{40}K und $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ bestimmt werden müssen.

Da die Isotopenhäufigkeit des ^{40}K im Element K mit 0,01167 Atomprozent konstant ist, genügt die quantitative Bestimmung des Elementes K. Dies geschieht am Laboratorium für Geochronologie routinemäßig über die Flammenphotometrie (Kap. 2.6.3). Die Ar-Isotopie wird mit einem Gasmassenspektrometer im statischen Betrieb (Kap. 2.6.2) analysiert.

Zur Güte-Kontrolle der Messungen diente der Biotit-Standard LP-6. Die Ergebnisse der Standardmessungen sind im Anhang wiedergegeben.

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_t$$

heutiges Sr-Isotopenverhältnis

Zur Berechnung des ${}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses werden die über die RFA ermittelten Elementkonzentrationen und deren natürliche Isotopenzusammensetzung (Nuklidkarte) verwendet. Das gesuchte ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ -Anfangsverhältnis berechnet sich also aus:

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_o = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_t - \frac{\text{Rb}}{\text{Sr}} \cdot \frac{\text{Ab}^{87}\text{Rb}}{\text{Ab}^{86}\text{Sr}} \cdot \frac{\text{WSr}}{\text{WRb}} \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

wobei

Rb/Sr = Verhältnis der Konzentrationen der Elemente

Ab⁸⁷Rb = Isotopenhäufigkeit des ⁸⁷Rb (Nuklidkarte)

Ab⁸⁶Sr = Isotopenhäufigkeit des ⁸⁶Sr (Nuklidkarte)

WRb = Atomgewicht des Rb

WSr = Atomgewicht des Sr

lambda = Zerfallskonstante des ⁸⁷Rb

2.6 K-Ar-Altersbestimmungen

Die K-Ar-Methode gehört zu den am häufigsten angewendeten isotopischen Datierungsverfahren. Allein für die Erfassung des tertiären Vulkanismus in Zentraleuropa diskutierte z. B. LIPPOLT (1982) mehr als 300 K-Ar-Alter, an Hand derer die zeitliche Auflösung des Vulkanismus in einzelne Phasen gelingt.

Die zeitliche Auflösung magmatischer Ereignisse in einzelne Pulse und die Zuordnung zu tektonischen Vorgängen (Orogenese, Metamorphose, Hebungsrates, Rifting etc...) und die Einfügung in den geologischen Rahmen (Stratigraphie, Faziesänderungen etc...) zeigen den Interpretationsspielraum für isotopische (K - Ar) Altersbestimmungen.

2.6.1 Voraussetzungen und Prinzip

Die K-Ar-Methode basiert auf dem radioaktiven Zerfall des ⁴⁰K zu ⁴⁰Ar.

Unter der Annahme, daß nach dem zu datierenden Zeitpunkt

- keine Zufuhr von Mutter(⁴⁰K)- und Tochter(⁴⁰Ar)-Nukliden auftreten,
- keine aus einer Vorgeschichte ererbten Tochternuklide (⁴⁰Ar) bei der Schließung des Systems vorhanden sind,
- keine Isotopieverschiebungen beim K und Ar auftreten,
- und die K- und Ar-Mengen hinreichend genau gemessen werden können,

kann aus dem K und $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ Gehalt und bekannter Zerfallskonstante ein Modellalter für Gesteine und Minerale berechnet werden. Dieses Alter gibt den Zeitpunkt an, bei dem das Gestein oder Mineral unter die Temperatur abgekühlt ist, ab welchem das Gestein oder Mineral ^{40}Ar speichert. Dieses Abkühlungsalter entspricht bei den tertiären Vulkaniten und Subvulkaniten dem Ex- bzw. Intrusionsalter. Im Falle der mesozoischen Alkaliintrusiva und der Basalte muß dagegen Überprägung und damit eine teilweise Zurückstellung der K - Ar Uhr diskutiert werden.

Der natürliche Zerfall instabiler Isotope wird eine Differentialgleichung beschrieben. Durch Integration erfolgt:

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

wobei

- N_0 = Anzahl der Atome des Mutterisotops zur Zeit $t = 0$
- N = Anzahl der Atome des Mutterisotops zur Zeit $t = x$
- λ = Zerfallskonstante
- t = seit Zerfallsbeginn vergangene Zeit

Umformung ergibt die Altersgleichung:

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln \frac{N_0}{N}$$

Berücksichtigt man den dualen Zerfall von ^{40}K , so erweitert sich die Altersgleichung (z. B. STEIGER & JÄGER 1977; JÄGER & HUNZIKER 1979) zu:

$$t = \frac{1}{\lambda_{\alpha} + \lambda_{\beta}} \cdot \ln \left(1 + \frac{\lambda_{\alpha} + \lambda_{\beta}}{\lambda_{\alpha}} \cdot \frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}} \right)$$

wobei

- $\lambda_{\alpha} = 0,581 \cdot 10^{-10} / \text{a}$
- $\lambda_{\beta} = 4,962 \cdot 10^{-10} / \text{a}$

Aus dieser Gleichung ergibt sich, daß zur Errechnung des isotopischen Alters t die Konzentrationen an ^{40}K und $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ bestimmt werden müssen.

Da die Isotopenhäufigkeit des ^{40}K im Element K mit 0,01167 Atomprozent konstant ist, genügt die quantitative Bestimmung des Elementes K. Dies geschieht am Laboratorium für Geochronologie routinemäßig über die Flammenphotometrie (Kap. 2.6.3). Die Ar-Isotopie wird mit einem Gasmassenspektrometer im statischen Betrieb (Kap. 2.6.2) analysiert.

Zur Güte-Kontrolle der Messungen diente der Biotit-Standard LP-6. Die Ergebnisse der Standardmessungen sind im Anhang wiedergegeben.

2.6.2 Die Messung der Ar-Isotope mit dem Gasmassenspektrometer

Diese Ausführungen basieren auf laborinternen Mitteilungen und Praktikumsunterlagen sowie Beschreibungen von Meßapparatur und Meßdurchführung in TODT (1971) und HORN ET AL. (1972).

Die Analyse der Ar-Isotope erfolgt im Hochvakuum (p besser 10^{-6} torr) mit einem Gasmassenspektrometer (Varian MAT, GD 150) im statischen Betrieb. Die Menge der einzelnen Ar-Isotope wird über das Isotopenverdünnungsverfahren bestimmt. Um das zu messende Ar-Gas vom Aufschlußteil möglichst quantitativ in das Massenspektrometer zu bugsieren, wird das Gas in mehreren Schritten über Kohle transportiert. Die Aktivkohle adsorbiert bei starker Kühlung (mit flüssiger Luft) das Ar und gibt es bei anschließender Erwärmung (über Heizspirale) wieder ab. Die Ar-Messung läuft in folgenden Schritten ab:

1. Probenvorbereitung: Von der sauberen und homogenen Probe wird je nach Altersbereich und K-Gehalt Probenmaterial in Ni-Folie eingepackt. Die Einwaage sollte so gewählt werden, daß die zu erwartende Menge an ^{40}Ar etwa dieselbe Signalhöhe wie der ^{38}Ar Spike erreicht. 12 bis 15 in Ni-Folie eingepackte Proben, darunter Standards (Minerale bekannten Alters, z. B. der Biotit LP-6), werden in den Aufschlußteil der Apparatur gebracht und unter Hochvakuum 1 bis 2 Tage bei 150 bis 200 °C ausgeheizt um adsorbiertes Luftargon zu entfernen.

2. Probenaufschluß und Kalibrierung im Entgasungsteil: Die zu messende Probe wird in den Mo-Schmelztiegel (Abb. 8) eingebracht. Dieser wird über eine Hochfrequenzspule induktiv auf bis 1800 °C über 30 min. erhitzt (Hochfrequenzsender mit 20KW, Arbeitsfrequenz von 300 kHz). Die Probe schmilzt, das darin enthaltene Ar und die anderen Gase werden freigesetzt. Eine kalibrierte ^{38}Ar -Menge wurde vorher auf Aktivkohle gezogen und wird nun mit dem extrahierten Gas gemischt. Da der ^{38}Ar Spike sehr rein ist (monoisotopisch), kann über das Verhältnis von $^{38}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Peakhöhen) und der bekannten ^{38}Ar -Menge der ^{40}Ar -Gehalt bestimmt werden.

3. Gasreinigung im Feinreinigungsteil: Zur Grobreinigung wird das Meßgas zuerst über heiße Zirkonspäne und dann im Feinreinigungsteil der Apparatur dann über Cu-CuO- und Ti-Öfen (Abb. 8) geleitet. Diese gettern die unreinen Gase N_2 , CO_2 , CO , O_2 , H_2 , CH_4 . Quecksilber (aus den Pumpen oder Ventilen) und Wasser werden über Kühlfallen ausgefroren.

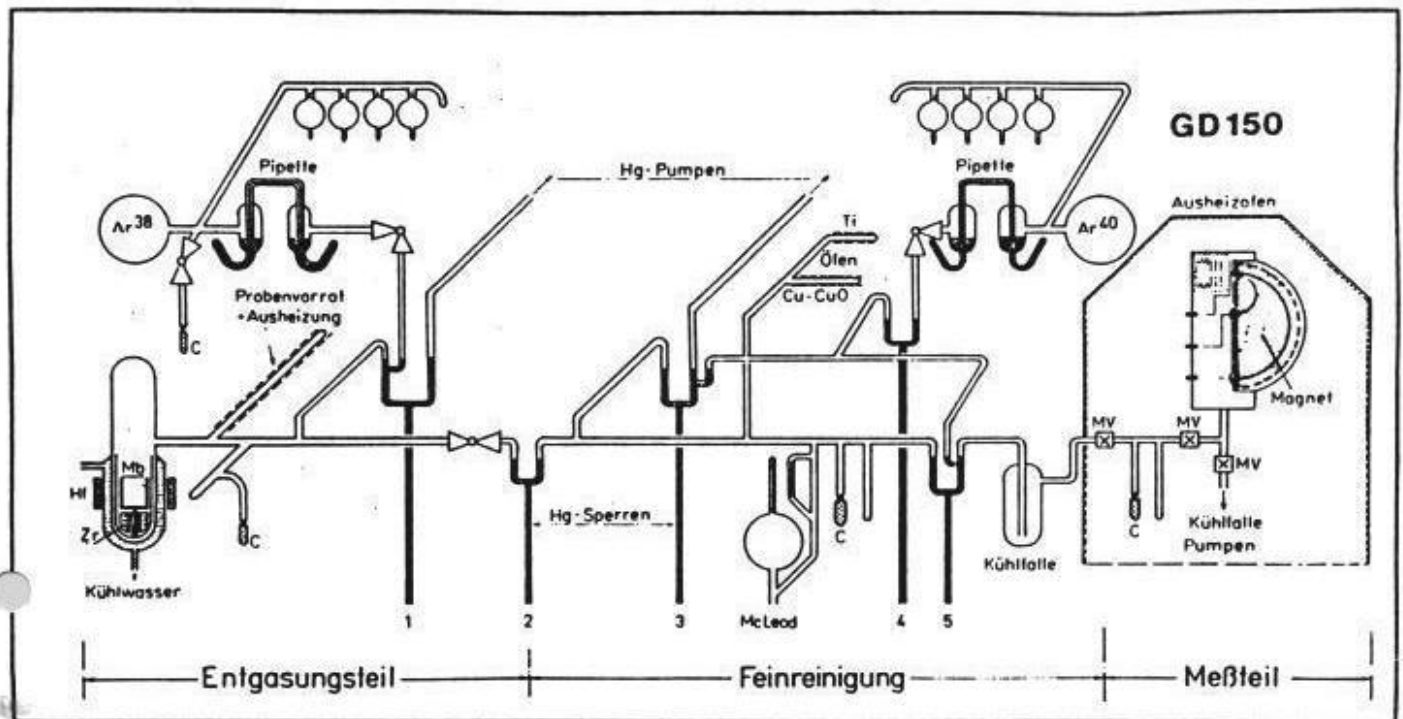


Abb.8 Schema der Aufschlußapparatur des Massenspektrometers (aus: TODT 1971).

HF Hochfrequenzspule C Kohlefinger Zr Zirkon als Gettermaterial
 Mb Molybdäntiegel ∇ Glashähne MV ausheizbare Metallventile

4. Die Ar-Messung im Meßteil: Die Ar-Messung erfolgt statisch im Massenspektrometer (Varian MAT, GD 150), das einen Ablenkwinkel von 180° , einen Bahnradius von 5 cm und einen Permanentmagneten mit 3,8 kG besitzt.

5. Auswertung: Die Auswertung erfolgt graphisch, die Peakhöhen werden auf den Gas-Einlaßzeitpunkt extrapoliert, in mm ausgemessen und mit dem zugehörigen Meßbereichsfaktor notiert. Der Anteil an atmosphärischem ^{40}Ar wird über die ^{36}Ar -Messung bestimmt. Da das $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ Verhältnis der Luft konstant (295) ist und über Luftargon-Pipetten laufend kontrolliert wird, kann über die Messung des ^{36}Ar der atmosphärische ^{40}Ar -Beitrag bestimmt werden. Darüber hinaus wurde in dem jeder Messung folgenden Leeraufschluß (Blank) das $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ Verhältnis gemessen. War das Verhältnis im Blank zu hoch (> 300), dann wurde der Proben Tiegel ausgeheizt, um adsorbiertes radiogenes ^{40}Ar zu entfernen. Das Computerprogramm KARLA des LfG dient dann zur Alters- und Fehlerberechnung.

Die Meßergebnisse der Standards sind im Anhang wiedergegeben. Alle K-Ar-Alter sind mit dem 1-sigma Fehler errechnet worden.

2.6.3 Die Messung des Kaliums mit dem AES-Flammenphotometer

Die K-Analyse erfolgte durch atomare Emissions-Spektralanalyse mit Flammenanregung. Das Flammenphotometer der Fa. Zeiss verfügt über Flammenzusatz FA 2, Monochromator MQ 4 III, Verstärker PMQ II und ein Propan-Luft-Gemisch zur Flammenerzeugung.

Von den Mineral- und Gesamtgesteinsproben für die Altersbestimmungen wurden jeweils 2 Aliquoten für die K-Bestimmung (Doppelbestimmung) abgetrennt. Die Bestimmung des K-Gehaltes erfolgte emissionsspektroskopisch mit einem Flammenphotometer gegen Eichlösungen mit bekanntem K-Gehalte. Es wurden immer Doppelmessungen durchgeführt, die Abweichung liegt bei $< 1\%$. Je nach zu erwartendem K-Gehalt wurden zwischen 20 mg (Biotit, Muskovit) und 300 mg (TR-Präparat von Basalten) Probensubstanz eingewogen, im Falle des Klinopyroxenes entsprechend mehr. Die Analyse der Proben geschah nach dem am Labor üblichen Verfahren, der Probenaufschluß modifiziert nach COOPER 1963 (vgl. TODT 1971).

Verfahrensweise:

- Einwiegen der Proben in den Pt-Tiegel, anfeuchten mit H_2O dest.
- Aufschluß der Probe mit 1 ml $HClO_4$ (60%) und 10 ml HF (50%)
- eindampfen, Aufschluß wiederholen, eindampfen
- mit 2 ml H_2SO_4 (50%) und 20 ml H_2O dest. unter leichtem Erwärmen den Eindampfungsrückstand in Lösung bringen
- wässrige Lösung abkühlen, in Erlenmeyerkolben überführen, Tropfen Indikator (Bromkresolgrün) hinzugeben
- mit Ammoniaklösung titrieren bis Farbumschlag zu blau
- 1 ml 10%ige Ammoniumkarbonatpufferlösung hinzugeben und auf $70^\circ C$ erwärmen (Fe und Al Fällung)
- abkühlen lassen, Na und Ca Lösungen zur Übersättigung zugeben, und mit H_2O dest. auf 100 ml auffüllen, Fe- und Al-Verbindungen flocken aus, Na und Ca sind in derartiger Konzentration enthalten, daß die Querbeeinflussung des K konstant bleibt
- die klare Lösung gegen Eichlösung bekannter K-Konzentration messen

Für die Messung wird die Probenlösung in die Flamme (Propan-Luft-Gemisch) eingesprüht, das Aerosol wird fein zerstäubt, die K-Atome in der Lösung werden thermisch in einen angeregten Zustand übergeführt, und senden dann beim Übergang in den energieärmeren Grundzustand ihre charakteristischen Spektrallinien aus. Aus dem Emissionsspektrum des K wird eine möglichst nicht durch Interferenzen gestörte Spektrallinie (766,5 nm) ausgeblendet und einem Verstärker zugeleitet. Das verstärkte Signal wird über einen Kompensationsschreiber als Peak graphisch dargestellt, das Signal

wird mindestens 5 mal gegen je eine Eichlösung gemessen. Aus dem Verhältnis der Peakhöhen von Eich- und Probenlösungen, der Konzentration der Eichlösung und der Probeneinwaage errechnet sich dann der K-Gehalt.

2.7 Verzeichnis der Tabellen und Abbildungen mit wichtigen Daten und Verzeichnis der Fototafeln

Damit in Verbindung mit der Inhaltsübersicht die einzelnen Datenblöcke schneller gefunden werden können, folgt hier eine Kurzübersicht über die Tabellen und Abbildungen mit Daten über Modalbestand, Geochemie, Sr-Isotopie und K-Ar-Altersbestimmungen.

Tab. 2a Magmatite der GPAP

	Tab.	Abb.	Seite		Tab.	Abb.	Seite
Modus	11		150	Geochem.	1		25
	12		151		3		111
	15		159		5		114
K-Ar					7		117
	4		112	9		123	
	6		114		23		156
	8		118		24		157
	10		124		25		161
	20		198		- 35		- 182
	21		202		16		165
		39		17		178	
		41					
Sr-Isot.	18		190				
	19		192				
			36				
			37a-d				190-193

Tab.2b Vulkanite der AAP

	Tab.	Abb.	Seite		Tab.	Abb.	Seite
Modus	25		236	Geochem.	24a-d		230-231
		46	236		27		
K-Ar					28		242
	32		250		31		248
		51	249			47	238
Sr-Isot.						48	239
	30		247			49	241
						50	244

Bildtafeln:	Tafel	Seite	Tafel	Seite	Tafel	Seite
	1	55	4	88	7	145
	2	69a	5	94	8	218
	3	78	6	99	9	227

3 Geologie der Guairá-Paraguari-Alkali-Provinz am Beispiel der Cordillera-del-Ybytyruzú und von Vergleichsaufschlüssen

Die mesozoischen Alkaligesteinsvorkommen im Randbereich des Paranábeckens werden nach ALMEIDA (1983) verschiedenen Provinzen zugeordnet (Abb.9). In vorliegender Arbeit wird der Vorschlag gemacht, diese Einteilung in Provinzen für den westlichen Bereich des Paranábeckens in Ostparaguay zu verfeinern (Abb.9). Hierzu werden die geographisch und geologisch gut abzugrenzenden Alkali-Provinzen "Guairá-Paraguari" und "Amambay" aufgestellt. Zur Begründung sei auf Kap.3.6 hingewiesen.



Abb.9 Mesozoische Alkali-Provinzen im Randbereich des Paranábeckens (ergänzt nach ALMEIDA 1983).

In diesem Kapitel werden ausgesuchte Gebiete und Aufschlüsse der hiermit neu eingeführten Guairá-Paraguari-Alkali-Provinz vorgestellt (Abb.9). Es sind dies der Alkali-Subintrusiv-Komplex der Cordillera-del-Ybytyruzú (C.-del-Y.) und Vergleichsaufschlüsse bei Pto.-Pdte.-Stroessner, Caaguazú/Agua-Rica, Agua-Pety-Porton und Cerro-Santo-Tomas bei Paraguari (Abb.1). Das Paranábecken gibt den geologischen Rahmen, in welchem die Alkalimagmatite angesiedelt sind.

3.1 Das Paranábecken als geologischer Rahmen

Das Paranábecken ist eine geologische Großstruktur der Erdkruste. SANFORD & LANGE (1960) geben rund 1350, der IPT-Bericht (1981) etwa 2000 Publikationen über das Paranábecken an. Etwa 50 Veröffentlichungen befassen sich mit den geologischen und petrologischen Verhältnissen des Westrandes des Paranábeckens in Ostparaguay. Um die Geologie von Ostparaguay und damit der hier bearbeiteten Gebiete verstehen zu können, erscheint ein geologischer Überblick über das Paranábecken notwendig.

3.1.1 Anlage und Bau

Das Paranábecken ist eine rund 1750000 km² große, im zentralen Teil mit knapp 6000 m Füllung versehene Eindellung der Erdkruste. Es hat eine ovale, im S bogenförmig umbiegende Form mit NNE streichender Hauptachse (alt angelegt) und NW streichenden Segmenten (jung angelegt, Abb.10). Der weitaus größte Teil des Paranábeckens gehört zu Brasilien. Uruguay, Argentinien (mit dem Chaco-Paraná-Teilbecken) und Paraguay haben kleinere Anteile am Paranábecken.

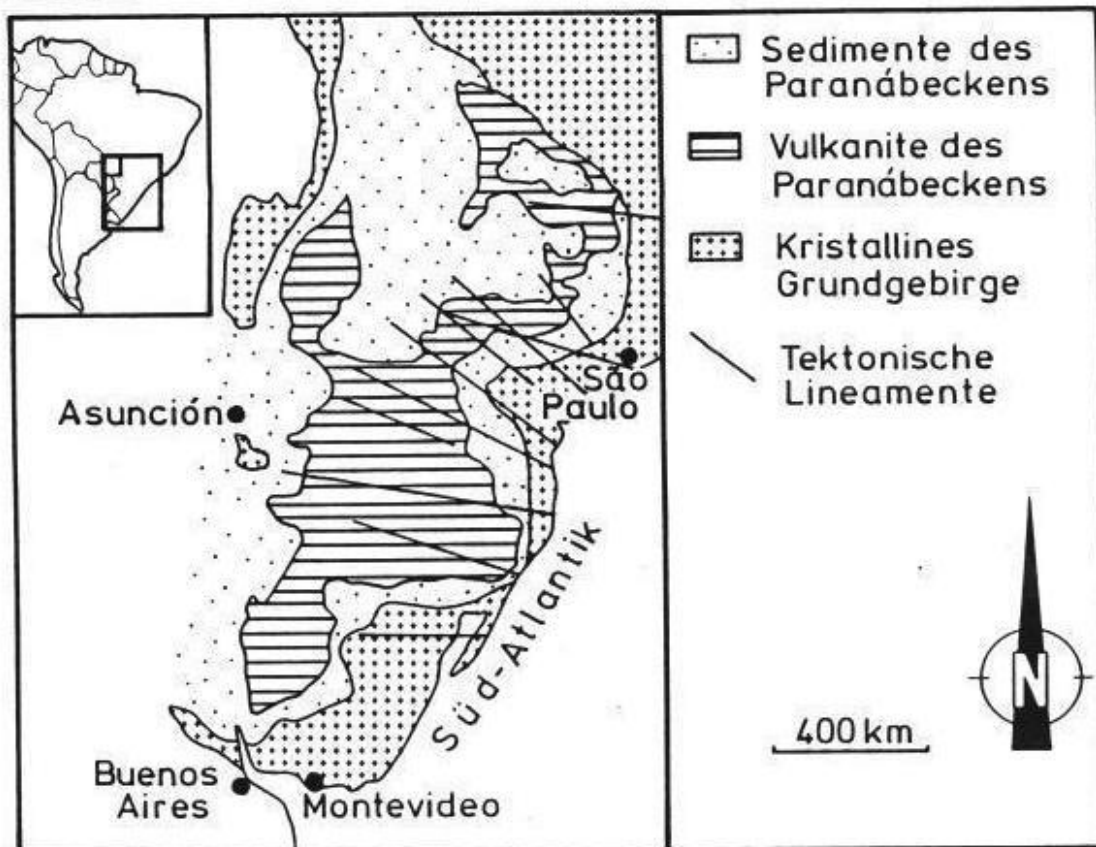


Abb.10 Die Verbreitung der kristallinen Rahmengesteine und der Sedimente und Vulkanite des Paranábeckens in Südamerika, eingezeichnet sind auch die Hauptlineamente des Paranábeckens (LOCZY 1966, IPT 1981, ASMUS & BAISCH 1983).

HERZ (1977, 1978) versuchte, die das Paranábecken umgebenden Alkaliintrusiva mit einer "subkrustalen Hot-Spot-Hypothese" zu erklären. Erste Sr-Isotopenverhältnisse von Paranábasalten veröffentlichten COMPSTON ET AL. (1967). BELLIENI ET AL. (1983 ff.) und MANTOVANI ET AL. (1985) ermittelten geochemische Daten zu den Gesteinen und ihren Mineralbestandteilen. Bei FODOR ET AL. (1983 ff.) finden sich Daten aus dem Übergangsbereich des Paranábeckens zum Südatlantik.

Für die brasilianische Seite ist die Verbreitung der Gesteine des Paranábeckens auf der geologischen Karte 1 : 1000000 (DNPM 1981) dargestellt. Für die paraguayische Seite geben die TAC-Karte (1981) und die darin verzeichneten Kartengrundlagen einen Überblick. Im paraguayischen Teil des Paranábeckens sind die ältesten nichtmetamorphen Sedimente des Paranábeckens aufgeschlossen (Siluro-Ordoviz, Abb.11). Nach REDMONT (1979) ist der kristalline Untergrund im westlichen Paranábecken in Ostparaguay über 6 km tief unter nichtmetamorphe Sedimente versenkt. Ein schematischer Schnitt (Abb.11) durch das westliche Paranábecken zeigt, daß der ostparaguayische Subkraton (EPC) das Paranábecken im W abgrenzt. Die auflagernden phanerozoischen Sedimente fallen vom EPC zum Beckeninneren hin ein.

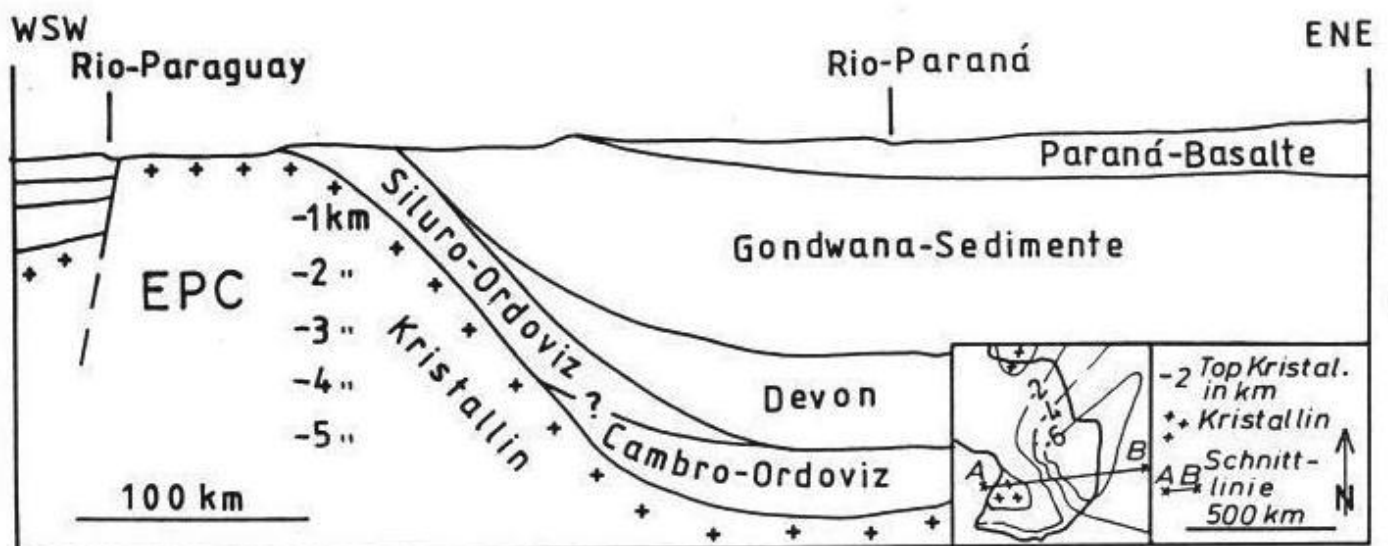


Abb.11 Schematischer Schnitt durch das westliche Paranábecken in Ostparaguay, modifiziert nach REDMONT (1979).

Auf der Grundlage der zitierten Arbeiten kann die geologische Entstehungsgeschichte des Beckens wie folgt dargestellt werden: Das Paranábecken im weitesten Sinne ist zweigeteilt in das eigentliche Paranábecken mit NNE-streichender Hauptachse und das

Chaco-Paranábecken mit NW-streichender Hauptachse. Letzteres ist nicht zu verwechseln mit dem paraguayischen und bolivianischen Chaco. Intern wird das Paranábecken durch NW-streichende Lineamente (Abb.10) gegliedert. Umkränzt wird es von Kristallinaufbrüchen, im W ist dies der ostparaguayische Subkraton (EPC) und der Rio-Apa-Subkraton als der südliche Ausläufer des Amazonas-Kratons.

3.1.2 Stratigraphische Gliederung

Mit der Ablagerung devonischer Sedimente beginnt die eigenständige Entwicklung des Paranábeckens. Die vorherige Sedimentation siluro-ordovizischer Molassesedimente und die Meeresingression aus dem W (vgl. Kap.1.4.2.2) sind keine eigentlichen Sedimente des Paranábeckens, sie markieren lediglich den Anfang der phanerozoischen Sedimentationsgeschichte am Rande der südamerikanischen Plattform.

GRUPPE	FORMATION	
TER QUAR	RIO-CLARO PANTANAL	
	TUPANCRETA CACHOERINHA	
TR JURA KREI.	BAURÚ	
	SÃO-BENTO	SERRA-GERAL
		BOTUCATU
		PIRAMBÓIA
ROSÁRIO-DO-SUL		
PERM	PASSA DOIS	RIO-DO-RASTO
		TERESINA
		SERRA-ALTA
		IRATI
	TUBARÃO	PALERMO
ITARARÉ	AQUIDAUANA	
DEV. KARB.	PARANÁ	PONTA-GROSSA
		FURNAS

Abb.12 Die stratigraphische Gliederung des Paranábeckens auf brasilianischer Seite (IPT 1981 und darin zitierte Literatur).

Verschiedene Klassifizierungsversuche für das Paranábecken liegen vor. STILLE (1940) und BISCHOFF & SCHÖNENBERG (1956) nennen es Parageosynklinale und KAY (1951) Autogeosynklinale, welche als isolierter Ablagerungsraum im Kratoninneren den Detritus der Kratonränder aufnimmt. Nach PEYNE & SINITZIN (1950) ist das Paranábecken eine Residualgeosynklinale, laut SANFORD & LANGE (1960) eine Miogeosynklinale, nach KLEMME (1971) ein einfaches kratonisches Innenbecken vom Typ 1B. SCHATZKY (1940) nennt ovale und runde Becken mit flach einfallenden Rändern Syneklisen. Nach MURATOV (1972) heißen die durch komplizierte Tektonik und intrakontinentalen Basaltvulkanismus gekennzeichneten Syneklisen dann Amphiklisen.

Das Paranábecken war bis in die Jura-Zeit eine komplexe Syneklise, welche mit dem Austreten der gewaltigen Deckenbasalte in eine Amphiklise überging. Mit dem Aufbrechen des Südatlantiks wurde aus dem rein intrakratonischen Becken ein kontinentalrandnahes, aber immer noch intrakratonisches Außenbecken.

Nach der Formulierung der WEGENER'schen Kontinentalverschiebungshypothese erkannte DU TOIT (1927, 1954) an Hand geologisch-stratigraphischer Vergleiche eine enge Beziehung des Paranábeckens zum südafrikanischen Karroo- und Kaokoveldgebiet. Bei BAKER (1923:74) ist zu lesen: "The epoch of outflow of basalt (of the Paraná-basin) occurred at or near the time of breaking up of the supposed Gondwana-land and the formation of the South Atlantic Basin". In neuerer Zeit wird das Konzept des "continental rifting" und die damit verbundene Mantel-Kruste-Dynamik für die Anlage und Strukturierung des Paranábeckens und seiner Ränder verantwortlich gemacht (BELLIENI ET AL. 1983 ff., FODOR ET AL 1983 ff.).

Die erste eingehende Beschreibung der Schichtenfolge des Paranábeckens erstellte WHITE (1908). BAKER (1923) beschrieb die Basalte und deren Lagerungsverhältnisse. Geologie, Petrographie, Geochemie und Tektonik der Basalte des Paranábeckens wurden von LEINZ (1949, 1966) ausgearbeitet. Er stellte Petrographie und Geochemie der Basalte eingehend dar.

Die zeitliche Stellung der Paranábasalte und der Alkaliintrusiva ermittelte mit ersten K/Ar-Daten AMARAL ET AL. (1966, 1967). LOCZY (1966), GAMA (1979), PETRI & FULFARO (1983) und der IPT Bericht (1981) geben erschöpfende stratigraphische und faziesanalytische Betrachtungen der sedimentären Abfolge. SIEDNER & MILLER (1968) und SIEDNER & MITCHELL (1976) zeigten über K-Ar Datierungen die Verbindung zu den Etendekabasalten des Kaokoveldes in Namibia auf.

Siltite und Sandsteine der devonischen Paraná-Gruppe (Furnas-Formation, Abb.12) leiten die Becken-Sedimentation ein. Schon während des Devons war der EPC Auftauchgebiet und trennte das Chaco- vom Paranábecken. Die ältesten devonischen Beckensedimente bilden nach PETRI & FULFARO (1976) eine regressive Sequenz und wurden im frühen Karbon in Teilbereichen der Erosion ausgesetzt.

Mit den diskordant aufsetzenden glazialen Sedimenten der Tubarão-Gruppe beginnt die neuerliche, bis in den Jura anhaltende Subsidenzphase. Die Sedimente der Tubarão-Gruppe (Abb.12) sind kontinental-glaziale und marin-glaziale Ablagerungen mit schnellen horizontalen und vertikalen Fazieswechseln. Mit den Itararé-Schichten der Tubarão-Gruppe greift die Sedimentation diskordant über ältere Sedimente und den kristallinen Unterbau über. Als ein Vereisungszentrum kann der EPC angesehen werden. Die Itararé- und Aquidauana-Sedimente werden nach S hin geringmächtiger. Die kontinentalen, sandigen Aquidauana-Schichten in Ostparaguay werden von DAEMON & QUADROS (1970) als oberkarbonische Beckenrandfazies interpretiert. Hangende Schichten können dabei mit der Itararé-Formation korreliert werden (SOARES & LANDIM 1973). Die Sedimente der Rio-Bonito-Formation greifen dann während des Perms teilweise transgressiv auf die liegenden Schichten über. Im tieferen Teil ist die Rio-Bonito-Formation fluviatil ausgebildet. Im höheren Teil geht sie in ein marines Paläoenviroment über.

Marine Umgebung und gleichmäßige Absenkung kennzeichnet auch die Sedimente der Palermo-Formation. Nach MEDEIROS & FILHO (1971) sind die Sedimente der Palermo-Formation Epikontinentalmeer-Ablagerungen unter ruhiger, gleichmäßiger und stabiler Absenkung des Paranábeckens. Die regional ausgebildete Tatui-Fazies der Palermo-Formation zeigt glaziale Anklänge.

Mit den Ablagerungen der Sedimente der Passa-Dois-Gruppe (= Independencia-Gruppe Paraguays) beginnt ein weiterer Sedimentationszyklus. Die kohlenwasserstoff- und pyritführenden Iratichiefer mit basalen Grobklastiten haben einen typischen Fauneninhalt und lagern konkordant auf den liegenden Serien. Die Irati-Formation ist in Ostparaguay, am W-Rand des Paranábeckens, nicht ausgebildet. Es werden allerdings Auftauchbereiche vermutet, wo arkosige kontinentale Sedimente abgelagert wurden. Der Mesosaurusfund bei Villarrica könnte zu einem solchen Auftauchbereich gehören. Über den z.T. unter euxinischen Bedingungen abgelagerten Irati-Schiefern folgen die Arenite der Serra-Alta-Formation, darüber oder in Faziesverzahnung die mehr kontinentalen Sedimente der Teresina-Formation. Letztere ist durch z.T. oolithische Kalklagen, Pflanzen- und Tierreste gekennzeichnet. Hangende rote Arenite, Siltite und tonige Gesteine der Rio-do-Rasto-Formation bildeten unter hochoxidierendem Milieu eine bis 1000 m-mächtige kontinental-

fluviatile Ablagerungssequenz. Zeitlich ist die Rio-do-Rasto-Formation in das obere Perm zu stellen (DAEMON & QUADROS 1970).

Der Formationsname Corumbataí umfasst regional die Sedimente der Serra-Alta-, Teresina- und Rio-do-Rasto-Formationen bzw. Fazien.

Nach dem Perm erfolgte ein Umschwung in der Sedimentation. Die Depotzentren wurden eingeschränkt, es kam zu epirogenetischen Bewegungen und damit zu Erosion. Die fast rein kontinentale Sedimentation der São-Bento-Gruppe trägt in den roten Sandsteinen und tonschiefrigen Lagen der Rosario-do-Sul und Piramboia-Formationen (SOARES 1975) fluviatile Züge. Eventuell können die Salto-Sandsteine der C.-del-Y. in Ostparaguay mit diesen Sedimenten korreliert werden. Eine Verzahnung mit den wüstenhaften Ablagerungen der Botucatu-Formation ist lokal ausgeprägt. Mit den Dünensedimenten der Botucatu-Formation (= Misiones-Formation in Ostparaguay) endet während des Jura das Synekklisenstadium des Paranábeckens.

Die magmatische Aktivität an der Wende Jura/Kreide, die sogenannte Wealden-Reaktivierung ALMEIDA's führte zu tektonischen Bewegungen und damit zu einer Restrukturierung des gesamten Paranábeckens (Amphiklisenstadium).

Heute sind noch etwa 800000 km^2 von Basalt aus dieser Epoche bedeckt, LEINZ ET AL. (1966) schätzten deren Volumen auf etwa 650000 km^3 . Die größte Mächtigkeit der Basalte wurde in der Bohrung Epitacio-Pessoa im S Brasiliens mit 1531 m gemessen (SANFORD & LANGE 1960, PUTZER 1962). Die Basalte sind kontinentale Deckenbasalte, die auf NW-streichenden Spalten aufdrangen. Eine Hauptförderzone mit den bis heute größten Mächtigkeiten ist nach LEINZ (1949) die nach Paraguay reichende Torres-Posadas-Zone. Zahlreiche Diabasgänge in der Umgebung des Paranábeckens sowie Lagen von Intratrappsandsteinen geben Hinweise auf den Fördermechanismus, welcher sich ohne große explosive Tätigkeit vollzog.

Der Alkalimagmatismus umkränzt das Paranábecken. Seine Anfänge sollen laut ALMEIDA & BORN (1975) im nördlichen Ostparaguay liegen und durch subkrustale Hot-spot-Aktivität induziert worden sein (HERZ 1977). Die Untersuchungen dieser Arbeit zeigen, daß zumindest die Alkaliintrusiva von Ostparaguay auf riftähnlichen Strukturen aufgedrungen sind und nicht durch suprakontinentale Hot-Spots induziert worden sind (vgl. DEGRAFF 1985; DRUECKER & GAY 1985).

Über den Basalten wurden noch die Baurú-Sandsteine abgelagert, welche den Sedimentationszyklus der Botucatu-Sandsteine fortsetzen. Nach einem nochmaligen Aufleben tektonomagmatischer Aktivität

in den kratonischen Randgebieten im Alttertiär (SIAL 1976 ff.; BITSCHENE ET AL. 1985) und der Sedimentation geringmächtiger jüngerer Ablagerungen endet die "Füllung" des Paranábeckens. Jungkänozoische Heraushebung und Segmentierung beschließen die Evolution des Paranábeckens bis heute.

3.2 Magmatische Pulse in Ostparaguay

Der phanerozoische Magmatismus in Ostparaguay lässt sich zwei Epochen zuordnen: Einer präkambrischen bis altphanerozoischen (Brasilianischer Zyklus) und einer jungphanerozoischen Epoche.

Der jüngere, vorwiegend basische Magmatismus ist anorogen und ist dem sogenannten "Südantlantischen Geodynamischen Zyklus" (Abb.13) zuzuordnen. In Ostparaguay macht sich dieser Intraplattenmagmatismus in zwei Hauptphasen bemerkbar:

1. In einem mesozoischen, volumenmäßig weit überwiegenden magmatischen Puls (Paranábasalte, K-betonte Alkalimagmatite).
2. In einem känozoischen Puls (Alkalibasalte und Phonolithe).

Ma	MAGMATISMUS	SEDIMENTATION	TEKTONIK	STADIEN DER PLATTFORM-ENTWICKLUNG	GEODYN. ZYKLUS
50	ALKALIBASALTE PHONOLITHE	KONTINENTALE ROTSEDIMENTE	RIFTING	REAKTIVATION	SÜD- ATLANTISCH
100	BASALTE ALKALIMAGMATITE KARBONATITE	ÄOLISCHE, FLUVIATILE ROTSEDIMENTE	RIFTING	ZERBRECHUNG	
200		FLUVIATILE, LAKUSTRISCHE, NERITISCHE UND GLAZIALE SEDIMENTE	INTRAKONTINENTALE BECKENBILDUNG	ÜBERGANGS- STADIUM	
300					
400		FLUVIATILE UND MARINE, EPIKON- TINENTALE SED.		STABILISIE- RUNG	
500		KRATONISIERUNG DER SÜDAMERIKANISCHEN PLATTFORM		FORMIERUNG	
	SAURE MAGMATITE	MARINE, KARBONATI- SCHE UND PELITI- SCHE SEDIMENTE	OROGENESE, FALTUNG UND METAMORPHOSE		BRASILIANI- DISCH

Abb.13 Die geodynamische Entwicklung der südamerikanischen Plattform in Paraguay während des Phanerozoikums.

Daneben kam es aber auch zu magmatischer Aktivität zwischen den Hauptphasen. Deswegen stellt sich die hier nicht näher behandelte Frage, ob in Ostparaguay eine kontinuierliche magmatische Entwicklung vom Jura bis in das Tertiär vorliegt, oder ob der Magmatismus nur zu bestimmten geologischen Zeiten aktiv war.

Als Beispiel für den mesozoischen anorogenen Magmatismus in Ostparaguay und dessen Entwicklung kann die hier erstmals bearbeitete mesozoische Guairá-Paraguarí-Alkali-Provinz mit dem Alkali-Subintrusiv-Komplex der C.-del-Y. betrachtet werden. Als Beispiel für den känozoischen Magmatismus steht die in vorliegender Arbeit erstmals beschriebene tertiäre, vulkanische Asunción-Alkali-Provinz (Kap.5).

Der mesozoische K-betonte Alkali- Magmatismus in Ostparaguay ist mit mehr als 40 bisher bekannten Alkaligesteins-Vorkommen und Alkaliintrusivgesteins-Komplexen (Acahay, Sapukai, Cordillera-del-Ybytyruzú, Sarambí u. a.) weltweit eine der größten Alkali-Provinzen. Der assoziierte tholeiitische und alkalibasaltische Vulkanismus des Paranábeckens ist eine der größten kontinentalen vulkanischen Manifestationen des Planeten Erde überhaupt.

3.3 Kenntnisstand über den mesozoischen Magmatismus am W-Rand des Paranábeckens in Ostparaguay

Die Zweiteilung des mesozoischen Magmatismus in Ostparaguay in eine basaltische und eine K-betonte alkalimagmatische Phase ist schon seit langem bekannt (ECKEL 1959; PUTZER & VAN DEN BOOM 1962). Bisher wurden nur einzelne Vorkommen bearbeitet. Die Literatur darüber ist weit gestreut. Es ist daher sinnvoll, den bisherigen Kenntnisstand über die mesozoischen Magmatite in Ostparaguay zu referieren.

3.3.1 Basaltische Gesteine

Erste Beschreibungen von Basalten aus Ostparaguay stammen von MILCH (1895, 1905), CARNIER (1911 b) und GOLDSCHLAG (1913 a, b). GOLDSCHLAG beschrieb Olivin-Diabas aus der C.-del-Y. und gab drei erste geochemische Analysen von Basalten Ostparaguays. Die für die Basalte des Paranábeckens typische Paragenese Olivin, Augit, Magnetit, Plagioklas (Labradorit bis Andesin) und Glas, sowie Drusenfüllungen von SiO_2 -Varietäten und Zeolith werden bereits erwähnt. Eine Beschreibung der Lagerungsverhältnisse der Basalte im N von Ostparaguay (Amambay) findet sich bei CONRADI (1935).

HARRINGTON (1950) ordnete die Basalte Ostparaguays den Serra-Ge-ral-Basalten des Paranábeckens zu. Diese Zuordnung wurde von ECKEL (1959) und PUTZER (1962) übernommen.

ECKEL (1959) gab vollständige Paragenesen der mandelführenden Basalten und auch von Diabasen an. Aus Drusenfüllungen beschreibt er verschiedene SiO_2 -Varietäten, Chlorit, Kalzit, Zeolith, gediegenes Cu und Cu-Karbonat. Interessant ist die detaillierte Schilderung von Pseudobrookit in hydrothermal überprägten Basalten. Nach ECKEL sind in den Chaco-Sedimenten keine Paranábasalte eingeschaltet, auch fehlt typischer Basaltdetritus. Dies kann als Hinweis dafür gelten, daß die Basalte des Paranábeckens nie das Gebiet des heutigen Chacobeckens erreicht haben. Die bei ECKEL mitgeteilten geochemischen Analysen von Basalten Ostparaguays zeigen deren Alkalibetonten Charakter und auch z. T. hohe TiO_2 -Gehalte (HTi-Basalte).

BELLIENI ET AL. (1986) analysierten die geochemische Zusammensetzung von Paranábasalten aus Ostparaguay und NE-Argentinien, wie auch die Zusammensetzung der wichtigsten Minerale der Basalte. Nach BELLIENI ET AL. (1986) sind die Basalte typische 2-Pyroxen-Tholeiite und haben kontinuierliche TiO_2 -Gehalte von 1,7 bis 3,5 %, sowie eine große Variationsbreite in ihren Gehalten an inkompatiblen Spurenelementen (Zr: 122 - 278 ppm, Ba: 278 - 613 ppm). Typische High-Ti-Basalte (HTi-B.) haben dabei höhere Gehalte an P und Fe. Der Ti-Gehalt der Pyroxene ist mit dem Ti-Gehalt der Stammagmen positiv korreliert, Olivin ist vollständig alteriert und die Plagioklase haben An-Gehalte von An 52 - An 60, selten An 80 bzw. An 45.

BELLIENI ET AL. (1986) ordnen diese Basalte einem "Central-Paraná-Basin" zu. Dieser Zone fehlen die mehr sauren Gesteine, sie wird als Übergangszone zwischen einer durch High-Ti-Basalte gekennzeichneten N-Zone des Paranábeckens und einer durch Low-Ti-Basalte gekennzeichneten S-Zone des Paranábeckens (vgl. BELLIENI ET AL. 1983 ff.) interpretiert. Als Genesemodell für die Basalte wird partielle Aufschmelzung verschiedener Lithosphären-Mantelbereiche angenommen. Eine Entwicklung der Basalte aus einem Stammagma bzw. aus einer geochemisch homogenen Quelle (homogener oberer Mantel) wird ausgeschlossen.

Der Zusammenhang zwischen der Öffnung des Südatlantiks und dem Basaltvulkanismus des Paranábeckens ist heute generell akzeptiert. Er geht auf BAKER (1923) zurück und nicht auf die verschiedenen jüngeren Arbeiten z.B. von BELLIENI ET AL. (1983 ff.).

3.3.2 K-betonte Alkalimagmatite

Die erste detaillierte Schilderung der Paragenese eines Phonolithes von Sapukai und seiner Geochemie erfolgte durch MILCH (1905).

PALMIERI (1973) und PALMIERI & ARRIBAS (1975) fertigten eine geologische Übersichtskarte des Sapukai-Ringkomplexes an. Ein äußerer Ring aus K-betonten Vulkaniten (Alkali-Olivin-Basalte bis Leuzit-Tephrite) umschließt einen essexitischen bis foidsyenitischen Kern. Zahlreiche alkalireiche Ganggesteine queren den Komplex. Die Intrusionsspanne für die Sapukai-Magmatite reicht vom U-Jura bis in die O-Kreide (vgl. Kap. 4.5). Der K-betonte Charakter der Gesteine wird durch zahlreiche geochemische Analysen belegt. PALMIERI ET AL. (1974) berichteten von Karbonatit und Alkalilamprophyren aus dem Sarambí-Ringkomplex. BERBERT & TRIGIUS (1973) beschrieben vom Karbonatit aus diesem Ringkomplex die Paragenese Karbonat, Baryt, Vermiculit, Fe-Oxide und opake Bestandteile. PREMOLI & VELAZQUEZ (1981) konnten U-Pyrochlor aus dem Karbonatit des Cerro-Corá beschreiben.

HAGGARTY & MARIANO (1983) analysierten zahlreiche seltene Minerale aus rheomorphen Feniten der Alkaliintrusivvorkommen bei Sarambí und Chiriguelo. Sie trennten Sr-Loparit, Sr-Chevkinite und Lamprophyllit aus den Feniten ab und bestimmten deren Mineralchemie. Als Entstehungsbedingungen dieser Minerale und der Wirtsfenite werden 550 °C und etwa 5 km Tiefe bei sehr hohen Sauerstoff-Partialdrücken angegeben. HAGGARTY & MARIANO (1983) machen metasomatische Vorgänge (Na und Fe ersetzen das Si) für die Fenitbildung verantwortlich. Dabei soll $Na > K$ und $Sr > Ba$ sein. Die K-betonten Alkalimagmatite der Guairá-Paraguarí-Provinz (BITSCHENE ET AL. 1986c, b; 1987) zeigen gerade entgegengesetzte Verhältnisse ($Ba > Sr$ und $K > Na$).

In den geologischen Übersichtswerken von HARRINGTON (1950), ECKEL (1959), PUTZER (1962) und MOPC (1966) werden zahlreiche Vorkommen von Alkaliintrusivgesteinen geschildert. ECKEL (1959) gab für Essexite, Shonkinite und Foidsyenite aus Ostparaguay Paragenesen und erste geochemische Analysen an, die K-Vormacht (bis 9,42 % K_2O) sowie der mafische Charakter der Alkaligesteine wird klar erkannt.

PUTZER & VAN DEN BOOM (1962) beschrieben systematisch die Vielfalt einiger Alkalimagmatite von Ostparaguay (Foidsyenite, Foyaite, Essexite, Shonkinite, Gauteite, Phonolithe). An Hand der Geochemie versuchten sie, die Alkaliintrusivgesteine als Differentiate aus den Paranásalten abzuleiten. Den Alkalireichtum

mehr saurer Gesteine führten sie auf selektive Alkalizufuhr zurück, wobei es sich insbesondere um eine Na-Zufuhr handeln soll. PUTZER & VAN DEN BOOM (1962) schlossen auf posttriassische Alter der Alkalimagmatite von Ostparaguay. Auch auf die Vergleichbarkeit mit brasilianischen Vorkommen wird hingewiesen. Ihre petrographischen Beschreibungen bestätigen die Angaben bei ECKEL (1959), die Schlußfolgerungen aus den geochemischen Daten sollten jedoch neu interpretiert werden.

FACETTI & PRATS (1973) bestimmten Eu- und Sc-Gehalte von Foidsyeniten des Cerro-Arrua-I mittels INAA. Sie fanden eine positive Korrelation von Sc mit Fe.

BITSCHENE (1982) und BITSCHENE & LIPPOLT (1984b) beschrieben die C.-del-Y. als Alkaliintrusivkomplex und schilderten erstmals die geologischen und geotektonischen Verbandsverhältnisse. DEGRAFF (1985) und DRUECKER & GAY (1985) wiesen ebenfalls auf NW-streichende Lineamente in Ostparaguay hin und plazierten Alkaliringkomplexe, Diabase und Lamprophyre auf NW-streichenden Lineamenten. MARIANO & DRUECKER (1985) interpretierten NW-streichende Strukturen als Teile von Riftsystemen und NE-streichende Strukturen als wiederbelebte Basementstrukturen. BITSCHENE ET AL. (1986b, c; 1987) fassten die Alkalimagmatit-Vorkommen des zentralen Ostparaguay zu einer Guairá-Paraguarí-Alkali-Provinz zusammen.

3.4 Der mesozoische Alkali-Subintrusiv-Komplex der Cordillera-del-Ybytyruzú

Die Cordillera-del-Ybytyruzú (C.-del-Y.) liegt in Ostparaguay im Departamento Guairá, etwa 140 km SE von Asunción und 10 km E von Villarrica (Abb.1). Sie wird umrahmt von den Ortschaften Colonia-Independencia, Mbocayaty, Villarrica, Numi, E.-A.-Garay und Fassardi, im Gebirge selbst leben einige hundert Kleinbauern mit Familie.

Die C.-del-Y. ist ein eigenständiges Mittelgebirge, im N ragen die Berge bis 590 m, im S bis 840 m ü.NN auf. Nach N, S und W fällt die C.-del-Y. steil zur Ebene von Villarrica ab, nach E und SE geht sie in die Hügellande des Paranábeckens über (Tafel 1, Fig.2-8).

Auf dem Satellitenbild (Abb.14a) ist die C.-del-Y. als ein nach W vorspringender Sporn des Paranábeckens zu erkennen. Zu etwa 1/5 ist die C.-del-Y. noch mit artenreichem Primärwald bestanden, aus dem aber die wertvollen Hölzer schon entfernt wurden. Yerba,

Bitterorange, Kaffee, Zuckerrohr, Baumwolle (mit besonderem Erfolg auf dunklem Residualboden über den Alkaliintrusiva) und Manioka werden innerhalb der C.-del-Y. kultiviert. In den Vorlanden werden weiterhin Mais, Weintrauben und Citrusfrüchte angebaut. Als Anzeiger für Sandsteinlagen zwischen den Basalten können Palmito- Kakteenbestände angesehen werden. Beste Anzeiger für Sandsteinunterlagen sind aber die Bambusbestände (Tacuara, Tacuarita, Tacuarembó). Der wilde Mandarinenbaum bevorzugt K-reichen Gesteinsuntergrund, die Yerba wächst bevorzugt auf Ti-reichen Residualböden der Basalte, ebenso wie der Kaffee.

Das drainierende Bachsysteme (Abb.15) mit den Bächen Guazu, Librada, Amambay, Gervacio, Capii zeichnet die tektonischen Hauptlinien nach und ist dem in N und NE vorbeifließenden Rio-Tebicuary-mi tributär. Die weiten wasserreichen, quartären Schwemmebenen der Ebene von Villarrica, ohne Baumbestand (campos) und mit zahlreichen Termitenhügeln gespickt, werden als Weideland genutzt. Darin mäandrierende Bachläufe sind baumbestanden und dadurch im Luftbild gut zu erkennen.

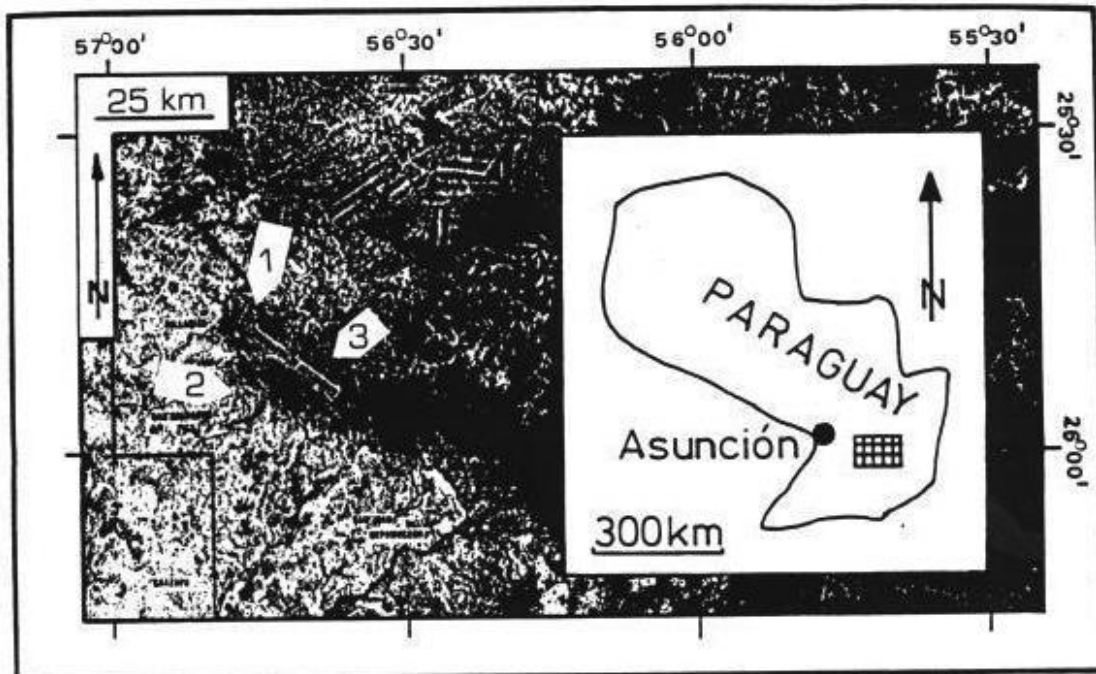


Abb.14a Satellitenbild (Falschfarben) vom W-Rand des Paranábeckens in Ostparaguay. Die C.-del-Y. und deren Ringstrukturen (Pfeile 1 bis 3) sind als nach W vorspringender Sporn zu erkennen (LANDSAT IMAGERY 1977).

Tafel 1

Fig. 1: Die Talk-Mine von San-Miguel: Das einzige "Bergwerk" Paraguays. Die Mine bestand bis 1984 aus einem Hauptschacht (Hütte mit Förderkorb) und einem Querschlag mit einem Entlüftungsschacht (Türmchen aus Blechfässern im Hintergrund). Der unterirdische Abbau folgte in Quarzit befindlichen Talklinsen- und -lagen. Quarzit und Talk gehören zum kristallinen, praeordovizischen Untergrund (EPC) von Ostparaguay. Das Fehlen bedeutender Vorkommen von mineralischen Rohstoffen (eine Ausnahme bilden Steine und Erden) und die damit verbundene lagerstättenkundliche Unbedeutsamkeit Paraguays sind ein Grund für die geologische Unerforschtheit des Landes.

Fig. 2: Die Cordillera-del-Ybytyruzú (bis 840 m ü. NN) steigt jäh aus der Ebene von Villarrica (130 bis 180 m ü. NN) empor. Ansicht des Hauptarbeitsgebietes der C.-del-Y. von W aus gesehen (Foto: Prof. H. J. LIPPOLT 1985).

Fig. 3: NW-Ecke der C.-del-Y.. Im Vordergrund links der Doppelhügel des Cerro-Capiitindy, rechts dahinter die NW-Ausläufer der eigentlichen C.-del-Y. (Sandsteine und Basalte).

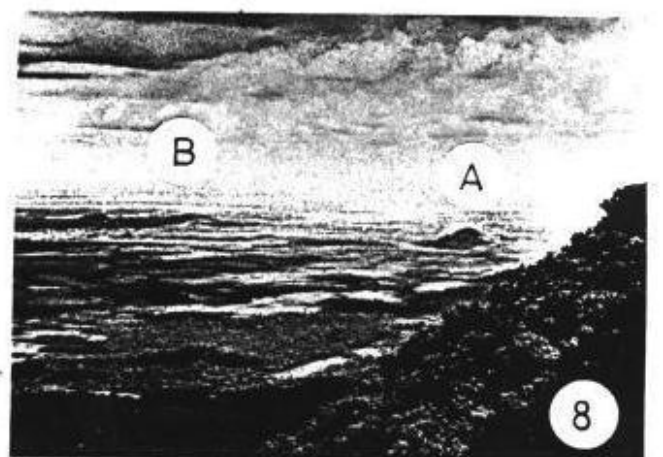
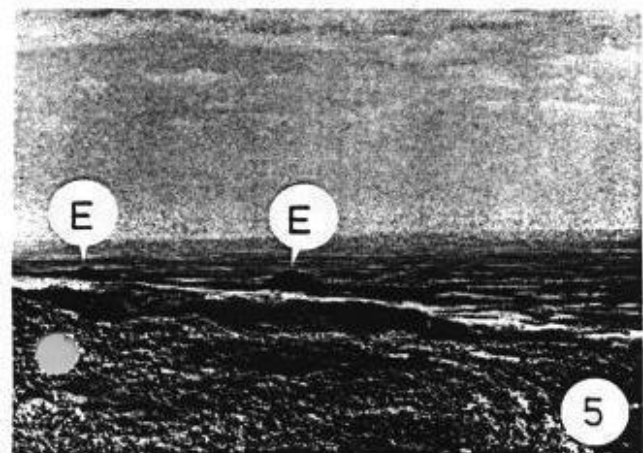
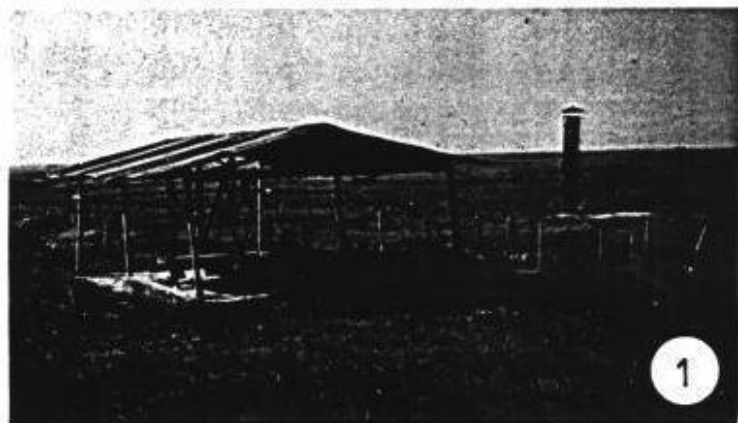
Fig. 4: SW-Ecke der C.-del-Y.. Aus dem welligen, aus Rotsedimenten aufgebauten Vorland steigt die C.-del-Y. empor. Vorgelagert sind die Hügel um die Ortschaft Sta.-Helena. Hier stehen Misiones-Sandsteine und K-betonte Alkalimagmatite an.

Fig. 5: Blick von der C.-del-Y. nach N. Vorgelagert sind kegelförmige Erhebungen (E) aus Sandstein der Misiones-Formation und Alkalimagmatitgängen. Am Gipfel und an den Flanken dieser Erhebungen ist Säulensandstein zu finden.

Fig. 6: Blick von der C.-del-Y. nach W in die Ebene von Villarrica. Der baumbestandene Vorhügel besteht aus Misiones-Sandstein, die Ebene (Campo) aus jungen Schwemmsedimenten, mäandrierende Bachläufe sind baumbestanden.

Fig. 7: Blick in die NW-Ringstruktur innerhalb der C.-del-Y.. Die morphologische Depression wird von Bergen mit Basaltdecken umkränzt. Rechts der Basaltdeckenüberrest des Cerro-Moroti (M), innerhalb der Ringstruktur der Hügel des Cerro-Mainumby (Y).

Fig. 8: Blick aus den Höhen (820 m ü. NN) der C.-del-Y. nach SW. Das Gebirge bricht jäh ab (um 500 m). Die im SW vorgelagerten Hügel bestehen aus K-betonten Alkalimagmatiten wie z. B. dem Cerro-Km-23 (A) und dem Cerro-Nandu-Cua (B).



Nach Ausmaßen und Berghöhen kann die C.-del-Y. als Mittelgebirge angesprochen werden. Sie ist in etwa dem Odenwald Mitteleuropas vergleichbar.

Zur Kartierung und Beprobung der C.-del-Y. und ihrer Vorlande wurden rund 2000 km² zu Fuß, zu Pferd und mit dem Wagen geologisch bearbeitet. Hauptarbeitsmittel dabei waren Hammer, Kompaß, Fotoapparat, Höhenmesser und Machete. Die teilweise sehr steilen Berghänge, tiefe Bachschluchten (nur bei Niedrigwasser begehbar) einige Straßenaufschlüsse (an der Hauptverkehrsstraße zwischen Mbocayaty und Colonia-Independencia, am Fahrtweg zum Acati) und einige frische Steinbrüche geben einen für diese Klimazone hervorragenden Einblick in die Geologie der C.-del-Y. und erlauben frischeste Probenentnahme. Dichter Bewuchs der C.-del-Y., Klima und Fauna (Moskitos, Zecken, Wespen, Bienen, giftige Raupen, Spinnen, Schlangen, Dasselfliegenmaden (Ura)) erschwerten die Kartierung etwas. Fehlen eines einsatzbereiten Geländewagens in Paraguay und finanzielle Probleme (Bank-Bankrott in Paraguay, fehlende finanzielle Rückendeckung im ersten Halbjahr nach der Rückkehr nach Deutschland) waren unvorhergesehene Erschwernisse.

3.4.1 Tektonischer Überblick

Die C.-del-Y. ragt als WNW-streichendes, eigenständiges Mittelgebirge weit in die Ebene von Villarrica hinein. Im Satellitenbild kann diese prominente Stellung der C.-del-Y. erkannt werden (Abb.14a). Es ist zu erkennen, daß die stark zertalte, reliefreiche C.-del-Y. abrupt aus der Ebene von Villarrica herausragt.

Die Luftbildanalyse (Abb.14b) zeigt, daß die C.-del-Y. in einer WNW- bis E - W-streichenden, etwa 30 bis 40 km breiten Zone liegt (vgl. auch Abb. 3 und die geol. Kte. von Ostparaguay der TAC), welche als grabenartiges System angesprochen werden kann. Diese übergeordnete Struktur wird durch WNW- und NNW-streichende Lineamente untergliedert. Eine NS-streichende Struktur grenzt die C.-del-Y. nach W ab.

Die WNW- und NW-streichenden Elemente werden jungen (U-Kreide ?) Strukturen zugeordnet, die mit dem basaltischen und alkalireichen Magmatismus zusammenhängen (vgl. DEGRAFF 1985; DRUECKER & GAY 1985, MARIANO & DRUECKER 1985). Die E - W-streichende, grabenartige Zone (GPAP) ist schon früher angelegt worden und kontrollierte die Sedimentation etwa ab Perm (Independencia-Formation). Ab dem Zeitpunkt verstärkter Sandsteinsedimentation und mit dem extensiven Vulkanismus in dieser Zone (O-Jura bis Kreide) ver-

stärkte sich der grabenartige Charakter dieser Struktur. Ob es sich insgesamt um uralte (Brasiliano- ?), mesozoisch reaktivierte Grundgebirgsstrukturen handelt oder um "neue" Riftstrukturen kann nicht entschieden werden.

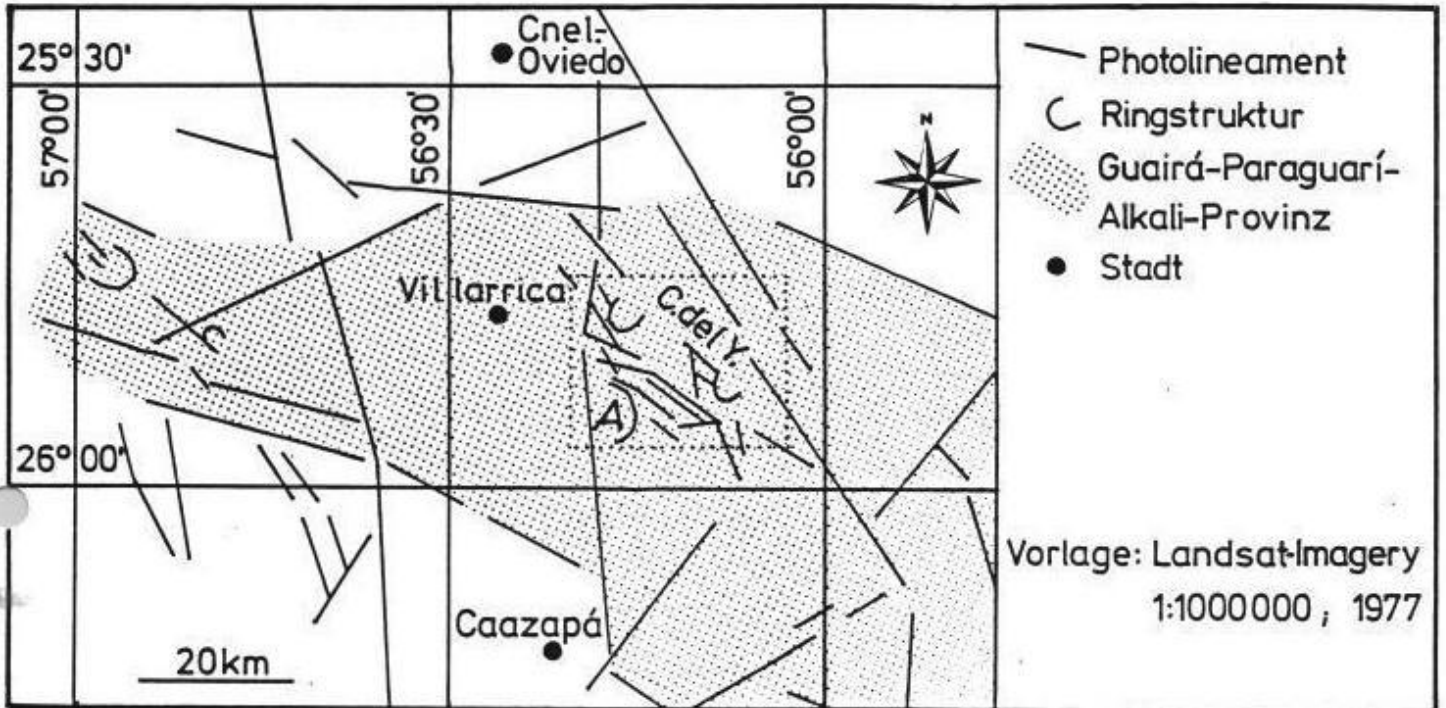


Abb.14b Satellitenbild-Lineamentkarte des zentralen Ostparaguay mit besonderer Berücksichtigung der C.-del-Y. (Ausschnitt A).

Die auf dem Satellitenbild erkennbaren kreisbogenartigen Strukturen sind im Gelände alle durch K-betonten Alkalimagmatismus ausgezeichnet. Diese bogenförmigen Strukturen können als Ringstrukturen angesprochen werden. Die auf Abb. 14b am weitesten im W gelegene Ringstruktur mit den NW-streichenden Lineamenten stellt den Sapukai-Alkaliringkomplex dar.

Die C.-del-Y. E von Villarrica ist an der Häufung NW- und WNW-streichender Lineamente sowie an drei bogenförmigen Strukturen erkennbar (Abb.14a, b). In der nordwestlichen und nordöstlichen bogenförmigen Struktur (fortan als Ringstrukturen angesprochen) der C.-del-Y. sind größere Alkaliintrusivgesteinsvorkommen nachgewiesen. Innerhalb der weiter im E gelegenen Ringstruktur konnten bei einer Übersichtsbegehung mehrere Blöcke von grobkörnigen Alkaliintrusivgesteinen in Bachbetten aufgelesen werden. Bemerkenswert ist, daß in dieser Region grobkörnige, rötliche Diabase vorherrschen. Es ist daher zu vermuten, daß nur der dachnahe Kontaktbereich eines gewaltigen unterteufenden Alkaliintrusivkomplexes angeschnitten ist.

Betrachtet man das die C.-del-Y. drainierende Bachnetz (Abb.15), so fällt auf, daß die NW-Ringstruktur innerhalb der C.-del-Y.

durch die radial dieses Gebiet entwässernden Bäche Perulero, Doña-Gervacia, Tacuara, Librada, San-Gervacio, Cachi und Amambay angezeigt wird.

Demgegenüber werden die beiden anderen Ringstrukturen nicht durch ein radialstrahliges Entwässerungsnetz ausgezeichnet. Für die der C.-del-Y. im SW vorgelagerte Ringstruktur ist dies nicht verwunderlich, denn dieses Gebiet ist ein von jungen Sedimenten bedecktes Flachland, aus dem nur die Alkaliintrusivstöcke einige zig m über das Gelände herausragen. Auch die SE-Ringstruktur wird durch das Drainagesystem nur undeutlich nachgezeichnet.

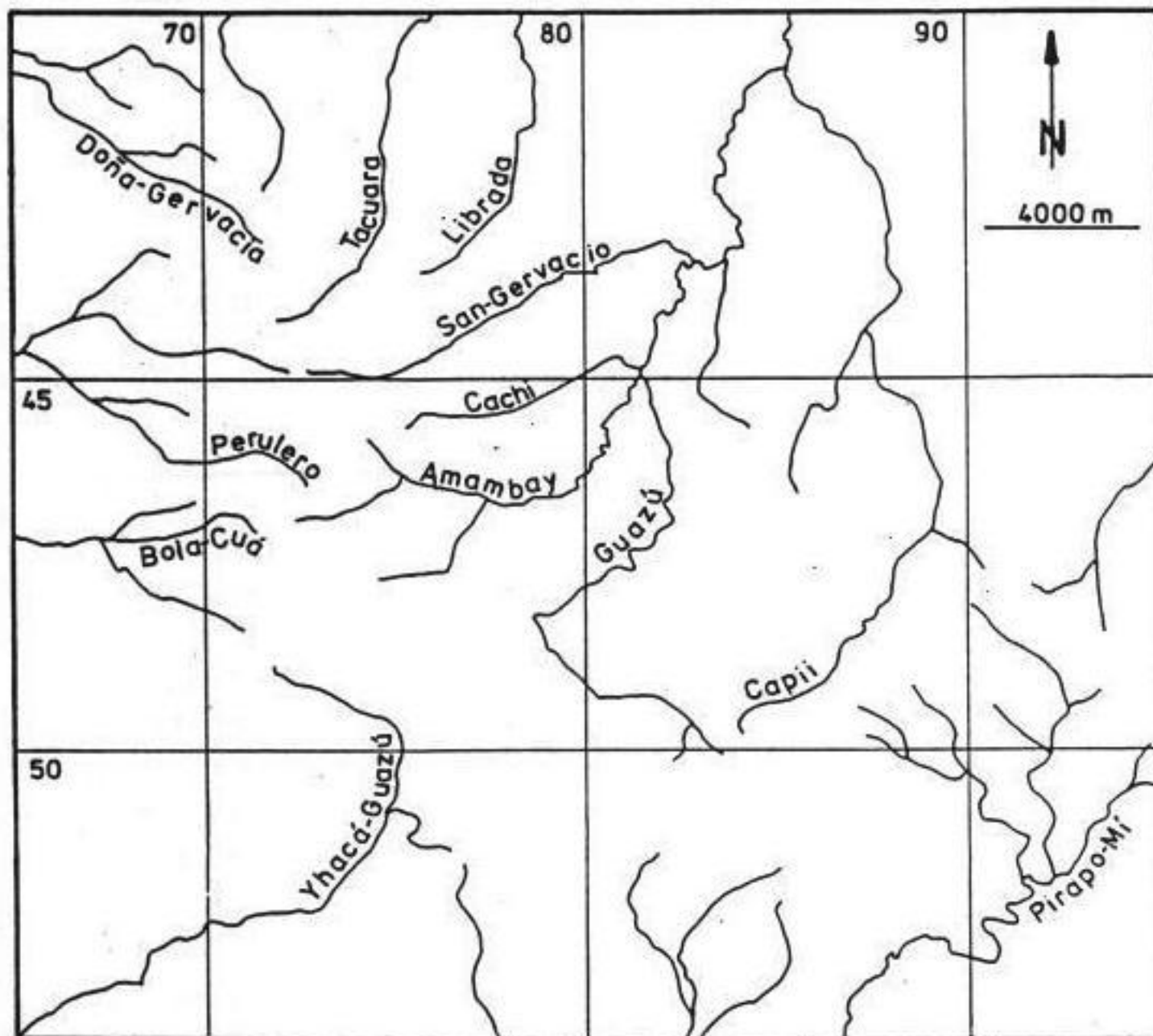


Abb.15 Bachnetz der C.-del-Y. und ihrer unmittelbaren Umgebung (Ausschnitt A aus Abb.14b).

Auf Abb.15 kann auch beobachtet werden, daß die Bachläufe des Pirapo-Mí, Guazú und Capii im SE der C.-del-Y. ein rechteckiges Netz nachzeichnen. Der Pirapo-Mí und seine Seitenarme drainieren bereits die Deckenbasalte SE der eigentlichen C.-del-Y. und zeichnen das tektonische Muster der Deckenbasalte des Paranábeckens nach.

Bei der Geländearbeit konnten echte Störungen nur an wenigen Stellen nachgewiesen werden, meist erkennbar am abrupten Wechsel

von Sandstein mit Basalt. Der vertikale Versatz beträgt nur wenige zig-m und wird wohl im wesentlichen durch Empordrücken einzelner Sedimentpakete durch horizontale Basalteinschübe hervorgerufen. Dort wo die horizontalen Basalteinschübe sehr mächtig sind, weichen die hangenden Sedimentpakete nach oben aus und führen somit zu scharnierartigen Störungen, die dort auslaufen, wo auch die Basaltlagergänge und Alkalimagmatitlagergänge auskeilen (vgl. geologische Schnitte Abb.54 und in den Anlagen).

Zusammenfassend kann zur Tektonik folgendes gesagt werden: In einer alt (?) angelegten E - W-streichenden, grabenartigen Struktur kam es mit dem Aufreißen tiefreichender Störungen (Intrakontinentale Riftingprozesse in Ostparaguay: BITSCHENE 1982; DEGRAFF ET AL. 1981; DEGRAFF 1985; DRUECKER & GAY 1985; MARIANO & DRUECKER 1985; BITSCHENE ET AL. 1986b, c, 1987) zum Aufstieg basaltischer und alkalibetonter Magmen. Dort, wo horizontale Magmeneinschübe in das sedimentäre Deckgebirge stattfanden, kam es zu lokaler Kompensationstektonik (Aufbiegen und Verbiegen einzelner Sedimentschichten zur Oberfläche hin, Scharniertektonik). Auf den Kreuzungsstellen tiefreichender Störungen konnten K-betonte Alkalimagmatite aufsteigen und sich als ringkomplexähnliche Subintrusivkörper ausbilden. Das schönste Beispiel hierfür bietet der Acahay-Ringkomplex in Ostparaguay, welcher ebenfalls besucht wurde.

3.4.2 Geologischer Überblick

Die C.-del-Y. liegt dort am W-Rand des Paranábeckens, wo die Flutbasalte und liegenden Rotsedimente des Paranábeckens austreichen. Diese Zone ist gekennzeichnet durch zahlreiche Vorkommen von basaltischen und alkalireichen Gesteinen. Nach den geologischen Übersichtskarten (Abb.14b ; vgl. auch TAC 1981) liegt der Ybytyruzú-Komplex und sein umgebender sedimentärer Rahmen in einer etwa 30 bis 40 km breiten grabenartigen Struktur.

Innerhalb dieser Struktur sitzen auch weitere Vorkommen von K-betonen Alkalimagmatiten Ostparaguays, z. B. der Sapukai-Komplex.

Die C.-del-Y. und ihre Vorlande werden aus jungpaläozoischen und mesozoischen Rotsedimenten des Gondwanazyklus aufgebaut. Im Zuge der Öffnung des Südatlantiks und der damit verbundenen Restrukturierung der südamerikanischen Plattform kam es zu tholeiitbasaltischem und alkalibetontem Magmatismus, dessen steinerner Zeuge die Cordillera-del-Ybytyruzú heute ist.

Verbreitung und Lagerung der sedimentären und magmatischen Gesteine in und um die C.-del-Y. sind der beiliegenden geologischen Karte 1 : 100000 und dem zugehörigen geologischen Schnitt zu entnehmen.

Nach den Literaturangaben, den Feldbeobachtungen und Handstückansprachen und nachfolgenden Untersuchungen wurde die in Abb.16 dargestellte stratigraphische Gliederung erstellt. Der Untergliederung in Gruppen und Formationen liegt das Gliederungsschema des IPT-Berichtes (1981) für die Gesteine des zentral-östlichen Paranábeckens zugrunde. Der Begriff "Gruppe" umfasst eine oder mehrere Formationen. Der Begriff "Formation" umfasst Gesteinseinheiten, die lithologisch, chronologisch und paläontologisch zusammengehören. Im Falle der Salto-Sandsteine konnten diese nur als lithostratigraphische Einheit erkannt werden. Deshalb wurde nur der Begriff "Fazies" benutzt.

Das hier (Abb.16) vorgestellte Ideal-Profil und die zugehörige stratigraphische Gliederung sind aus der Not geboren, verschiedene Literaturangaben, eigene Feldbeobachtungen und nachfolgende Untersuchungen und Vergleiche zu einem geologisch sinnvollen Gesamtbild zu ordnen.

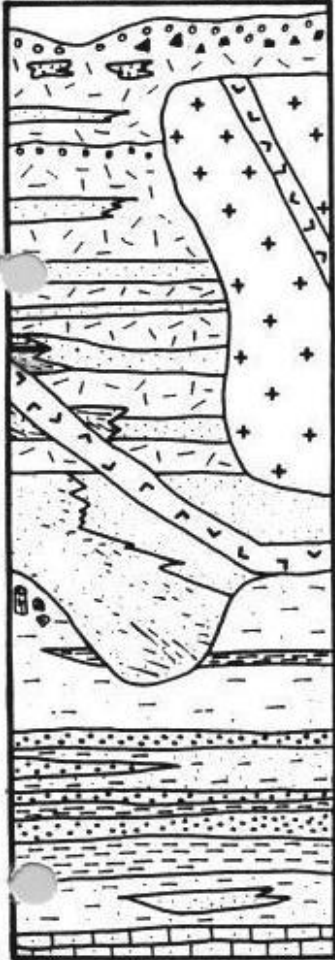
Die ältesten Gesteine gehören der Independencia-Gruppe an. Die tonigen bis siltigen Sedimente der Pañetey-Formation haben mehrere Lagen von verkieselten Oolithen als charakteristische Einschaltungen. Über die Pañetey-Formation transgredierte die Sedimente der gröberklastischen Ybytyruzú-Formation. Diese Formation ist fossilführend und nimmt in ihrer Mächtigkeit nach W zu.

Erosiv in die liegenden Schichten haben sich die Sandsteine der Misiones-Formation (Salto-Fazies) eingeschnitten oder sie lagern konkordant auf dem Liegenden. Diese Salto-Fazies wird vorerst der liegenden Abteilung der Misiones-Formation zugeordnet. Diese monotonen bräunlichen Sandsteine bilden die Steilwände der C.-del-Y. Sie zeigen ausgeprägte Schrägschichtungskörper. Auf der Südseite der C.-del-Y. sind diese Sandsteine, und wohl auch teilweise hangende Partien, in einer anderen Fazies ausgebildet (Garay-Fazies). Die eigentliche Misiones-Formation ist mit feinkörnigen, roten Intratrappsandsteinen in der C.-del-Y. vertreten. Der Kontakt zur Salto-Fazies ist nicht geklärt, eventuell besteht eine kontinuierliche Entwicklung aus den fluviatilen Salto-Sandsteinen zu den mehr äolischen Misiones-Sandsteinen s. s..

Die Basalte der Alto-Paraná-Formation sind als Gänge und Decken aufgedrungen. Dabei sind die E von Fassardi auftretenden Basalte mit auflagernder Mandelsteinfazies als typische tholeiitische

Paranabásalte zu betrachten, während die Basalte der C.-del-Y. alkalibetonter sind.

IDEALPROFIL
(CORD:DELYBYTYR.)



Sign.	Lithologie	Formation	Gruppe	System
□	Roterde, Sand			QUARTÄR
◻◻	Basaltmandelstein	ALTO- PARANÁ	G U A Z Ú	U-KREIDE (JURA - TRIAS?)
◻▶	Brekzienlage (Basalt-Sandstein)			
◻◻	Dichter Basalt			
◻◻	Alkaliganggestein			
◻+	Alkaliintrusiva			
◻◻	Roter Sandstein	MISIONES	INDEPENDENCIA	O-PERM PERMO- KARBON
◻◻	Glimmerführender Alkalituffit			
◻◻	Saltosandstein			
◻◻	Zinnoberrot. Sandst. (tonig-siltig-sandig)	YBYTY- RUZÚ	INDEPENDENCIA	O-PERM PERMO- KARBON
◻◻	Rote Letten(Tonstein)	PAÑETEY		
◻◻	Verkieselter Oolith (Quarz-Hämatit-Chert)			
◻◻	Ton- u. Siltstein			
◻◻	Karbonatsandstein			
◻◻	Sandsteinxenolithe			
◻◻	Sandsteinlinsen			
◻◻	Fossile Flora u. Fauna			

Abb. 16 Ideal-Profil der C.-del-Y. und ihrer Umgebung und die stratigraphische Gliederung der lithologischen Abfolge. Der Gruppenname "Guazú" wurde neu eingeführt. Die weiteren Formations- und Gruppennamen richten sich nach den Vorgaben bei HARRINGTON (1950), PUTZER (1962) und DIAZ DE VIVAR & MORINIGO (1968).

Alkali-Ganggesteine durchtrümen mit NW-Streichen die Basalte. Sie werden ebenso wie die Alkaliintrusiva und -extrusiva der Alto-Paraná-Formation zugeordnet. Die im Innern des Paranábeckens ausgebildete hangende Acaray-Formation konnte in der C.-del-Y. nicht lokalisiert werden.

Sehr jungen Ursprungs sind Residualböden über Basalten und Sedimenten, manchmal enthalten sie an der Basis Fe-, Al- und SiO₂-Konkretionen (Ripio, Canga). Latosole sind rezente Bildungen, ebenso tonige Schwemmböden in Flußauen.

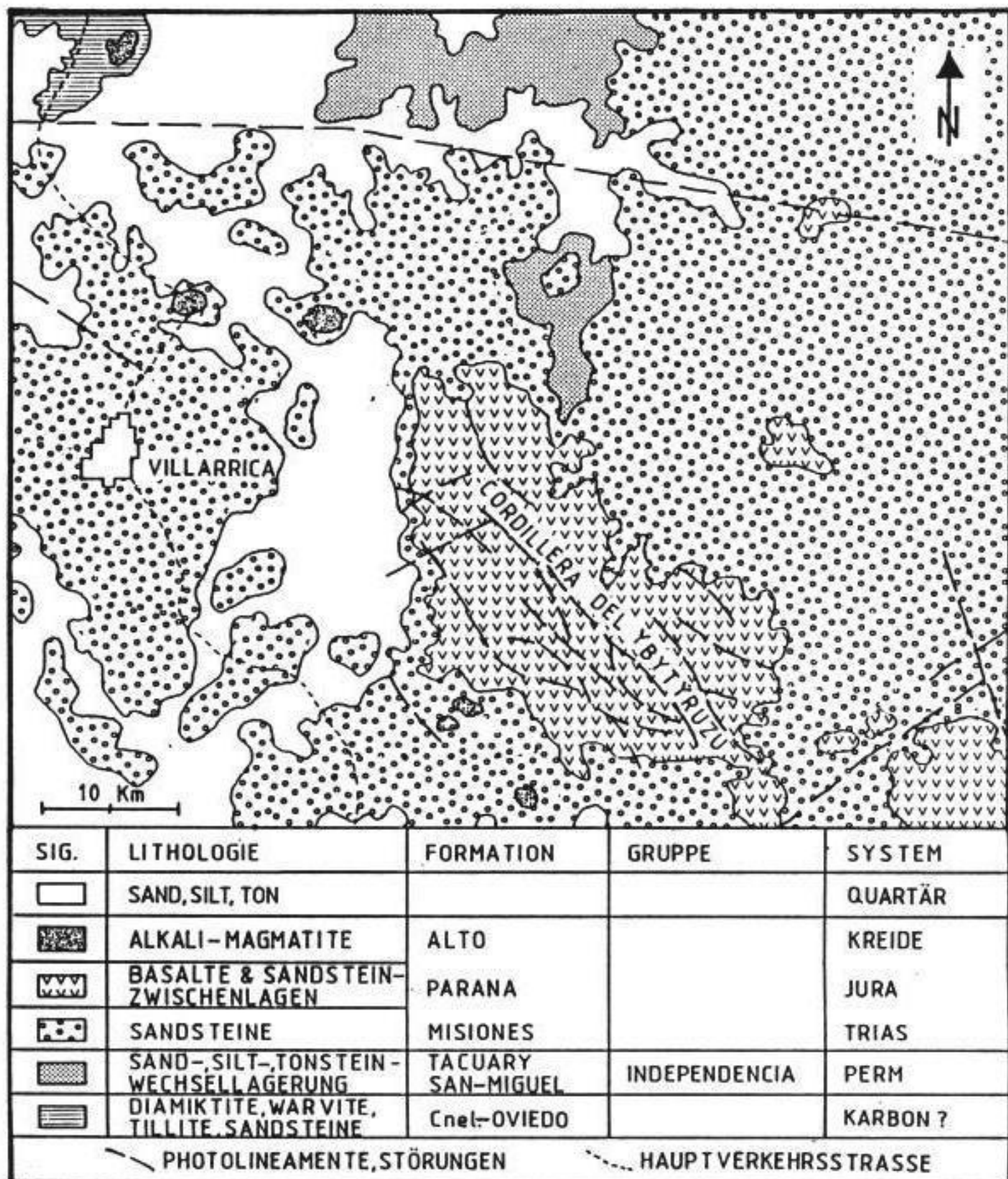
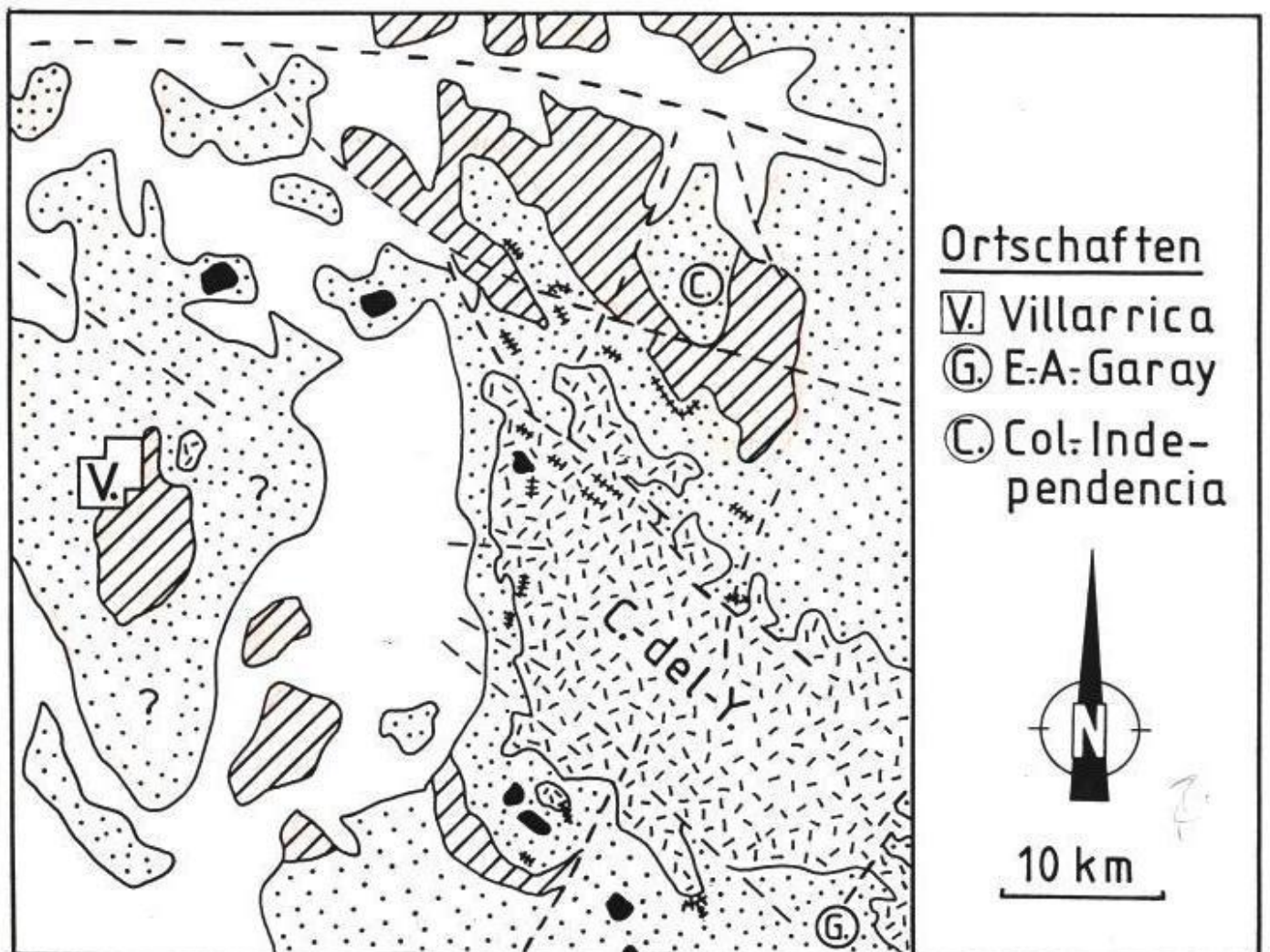


Abb. 17a Die Geologie der C.-del-Y. nach TAC (1981).



Sig.	Lithologie	Formation	System	Sig.	Lithologie	Formation	System
□	Sand, Silt, Ton		Quartär	▧	Basalte	Alto-Paraná	Kreide
▨	K-betonte Alkalimagmat.	Alto-Paraná	Kreide Jura	□	Sandsteine	Misiones	Kreide Jura
●	K-betonte Alkalimagmat.	Alto-Paraná	Kreide Jura	▩	Sand-, Silt-, Tonsteine, Oolithe	Ybytyruzú Pañetby	Perm
- - - - -		Störungen ? fragliche stratigraphische Zuordnung					

Abb.17b Die Geologie der C.-del-Y. nach den hier vorliegenden Kartierergebnissen.

vgl. Anz. (Karte)

3.4.3 Die Geologie der C.-del-Y. und ihrer Umgebung (Bericht zur geologischen Karte "Villarrica", 1 : 100000)

Die im Rahmen dieser Arbeit vorgenommene geologische Teil-Kartierung des Blattes Villarrica im Maßstab 1:100000 basiert auf Gelände-aufnahmen im Maßstab 1:20000 und 1:50000. Als topographische Grundlagen dienten die Karten 1:50000 von Yataity, Paso-Yovai, José-Fassardi und Villarrica.

Die besser erschlossenen Vorlande und Berganstiege im N und S der C.-del-Y. erlaubten eine genauere Kartierung als die unzugänglicheren Gebiete im E und SW. Starker Bewuchs und tiefgründige Latosole verhinderten in der Regel die exakte Erfassung geologischer Grenzen (Tafel 1, Fig.6,7).

Der Kartierung liegt die stratigraphische Einteilung von HARRINGTON (1950) zusammen mit den Ergänzungen von PUTZER (1962) und DIAZ DE VIVAR & MORINIGO (1968) zugrunde. Deren Gliederungsschema der Geologie von Ostparaguay ist den Abbildungen 18a - c zu entnehmen. Die hier verwendete und vorerst nur für die C.-del-Y. aufgestellte stratigraphische Gliederung (Abb.16) baut auf Feldbeobachtungen und Handstückansprachen auf und orientiert sich an den stratigraphischen Vorgaben von HARRINGTON, PUTZER und DIAZ DE VIVAR & MORINIGO.

Bewußt wird das im IPT-Bericht (1981) ausgearbeitete Schema der Aufgliederung der Gesteine des Paranábeckens benutzt. Eine genaue Korrelation wird ebenso bewußt vermieden. Es kann hierfür auf die Korrelationsversuche von SANFORD & LANGE (1960), LOCZY (1966), PUTZER (1962) und DIAZ DE VIVAR & MORINIGO (1968) hingewiesen werden (vgl. Abb.18). Erst eine zusätzliche sedimentpetrographische und faziesanalytische Bearbeitung der ostparaguayischen Sedimente könnte diese Fragen klären. Die nach faziiellen Merkmalen vorgenommene Gliederung der Gondwanasedimente Ostparaguays der geologischen Karte 1:500000 der TAC (1981; s. Abb.17a) gibt dazu erste großräumliche Ansätze.

ALTER	FORMATION
KREIDE ?	PIRAPÓ-SANDSTEINE
TRIAS	SERRA-GERAL-ERUPTIVA MISIONES-SANDSTEINE
PERM	INDEPENDENCIA-SERIE TUBARÃO-SERIE

Abb.18a Die stratigraphische Gliederung Ostparaguays ab dem Perm nach HARRINGTON (1950).

SYSTEM	SERIE	FORMATION	STUFE/FAZIES
QUARTÄR			ALLUVIUM
			XARAIÉS
			PAMPEANO
TERTIÄR?			
KREIDE		BAURÚ	
		CAIUÁ	
JURA	SÃO-BENTO	SERRA -GERAL	
TRIAS		MISIONES	
PERM	PASSA-DOIS	RIO-DO-RASTO	SERRA-ALTA INDEPENDENCIA
		ESTRADA-NOVA	
Q-KARBON	TUBARÃO		

Abb.18b Die stratigraphische Gliederung Ostparaguays ab dem Oberkarbon nach PUTZER (1962).

SYSTEM	PARAGUAY	KORRELATION
QUARTÄR	ALLUVIUM	-
Q-TERTIÄR	PASO-DE-PATRIA	ITUZAINGÓ
KREIDE ?	SAPUCAI	-
U-JURA	ACARAY	CAIUÁ
TRIAS+JURA	ALTO-PARANÁ	SERRA-GERAL
Q-TRIAS	MISIONES	BOTUCATÚ
PERM	YBYTYRUZÚ	PASSA-DOIS
Q-KARBON	CERRO-CORÁ	TUBARÃO

Abb.18c Die stratigraphische Gliederung Paraguays ab dem Oberkarbon und ihre Korrelation mit stratigraphischen Einheiten in Argentinien und Brasilien nach DIAZ DE VIVAR & MORINIGO (1968).

3.4.3.1 Bisherige Bearbeitungen

Seit gut 100 Jahren ist die C.-del-Y. Ziel geowissenschaftlichen Forscherdranges. Nicht zuletzt wegen des hohen Anteils deutschstämmiger Siedler bevorzugten gerade deutsche und schweizer Naturforscher die Randbereiche der C.-del-Y. als Studienobjekt.

Erste petrographische Beschreibungen von quarzitischen und hellglimmerführenden Sandsteinen aus dem Bereich der C.-del-Y. stammen von HIBSCH (1891). Erste geologische Beobachtungen finden sich bei JORDAN (1893), welcher die von HIBSCH untersuchten Gesteine sammelte. CARNIER (1911a, b, c) erwähnte magmatische und sedimentäre Gesteine aus der C.-del-Y.. Er beschrieb auch verkieseltes Holz aus der Gegend von Villarrica. SCHUSTER (1911) untersuchte diese verkieselten Hölzer und ordnete sie (Osmundites) dem Tertiär zu. BEDER (1923) gab einige Profilkurzbeschreibungen aus Villarrica und Umgebung. Er erkannte, daß oolithische, bis 40 cm-mächtige, nun silifizierte Sedimentschichten in rote, sandige bis tonige Gesteine eingeschaltet sind. Er erwähnte den Fund von Mesosaurus tumidus und aus hangenden Schichten einige Lamelli-branchier. Rote, arkosige Sandsteine und Oolithe sowie die darin befindliche Fauna korrelierte er mit den brasilianischen Vorkommen der Rio-do-Rasto- bzw. der Estrada-Nova-Formation. Die von BEDER (1923) beschriebenen Schichten mit den Oolithen und dem Mesosaurus können mit den Lagen der Pañetey-Formation korreliert werden. Eventuell sind diese Schichten ein Faziesäquivalent der Irati-Schiefer. Die hangende Muschelfauna und ihr Wirtsgestein kann mit der Ybytyruzú-Formation korreliert werden. LEANZA (1948) revidierte in einer Neubearbeitung der paraguayischen Fossilien deren angeblich triassisches Alter (REED 1935) und ordnete auch die Bivalvie-Fauna der C.-del-Y. und ihrer Umgebung dem Perm zu.

Es war dann die Pionierarbeit von HARRINGTON (1950), der die stratigraphische Einteilung Ostparaguays in wesentlichen Teilen an Weganschnitten zwischen Mbocayaty und Colonia-Independencia ablas (Independencia-Serie). Er fand auch zahlreiche Fossilien. Bezüglich Korrelation und Alter der Fossilien schloß er sich den Folgerungen von BEDER und LEANZA an. Auch die Beschreibung und Aufstellung der Misiones-Formation ist HARRINGTON zu verdanken. ECKEL (1959) übernahm die HARRINGTON'sche Gliederung. Er erwähnte aus der Umgebung der C.-del-Y. glimmerporphyrische Gänge. In ECKEL (1959) findet sich dann erstmals eine vollständige Paragenese von Alkaliintrusivgesteinen und von Basalten des Paranábeckens und aus der C.-del-Y. (vgl. auch GOLDSCHLAG 1913a, b). Geochemische Untersuchungen auf Haupt- und Spurenelemente von einigen Alkaliintrusiva und von Basalten geben ECKEL (1959) und PUTZER & VAN DEN BOOM (1962).

PUTZER (1962, 1975) änderte die HARRINGTON'sche Stratigraphie ab. Er schrieb der C.-del-Y. und ihrer Umgebung eine eigenständige fazielle Entwicklung zu. Die Independencia-Fazies PUTZER's entspricht den Gesteinen und Fossilien der Independencia-Serie HARRINGTON's (1950, 1956). Die Korrelation der Independencia-Abfolge mit der Passa-Dois-Serie wurde von PUTZER beibehalten. Eine

Grenzziehung zu liegenden Tubarao-Sedimenten gelang PUTZER (1962) und FULFARO & LANDIM (1976) im Raume Villarrica - C.-del-Y. nicht.

Das Fehlen der basalen Irati-Schichten in Paraguay wird betont.

Die Quadricula 41 "Coronel Oviedo" (MOPC 1965) führt zahlreiche Feldbeobachtungen auf. Danach ist eine Zweiteilung der permischen Abfolge sinnvoll, nicht jedoch die Überordnung einer "Ybytyruzú-Gruppe". Die geologische Karte der TAC (1981) weist im Gebiet in und um die C. de Y. eine starke Betonung von Misiones-Sedimenten auf. Einige Areale werden tatsächlich jedoch von recht ähnlichen älteren Sedimenten aufgebaut. Die eigentlichen Misiones-Sandsteine sind - wie schon PUTZER (1962) feststellte - auf Intra-trappsandsteine und geringmächtige Lagen im Liegenden der Basalte beschränkt.

Die Zuordnung der hier neu eingeführten Salto-Fazies zu den Misiones-Sandsteinen als fluviatiles Piramboia-Äquivalent sollte weiter zur Diskussion stehen. Die TAC (1981) versuchte eine stratigraphische Neuordnung des Permokarbons von Gesamt-Ostparaguay durch. Danach kennzeichnet die Annahme eines "braided river system" die fazielle Entwicklung der permo-karbonischen Sedimente im Bereich der C.-del-Y. am besten. Auf starke laterale und vertikale Faziesverzahnungen wird hingewiesen. Das Sedimentationsmodell eines progradierenden Deltas für die Independencia-Gesteine geht dabei auf GAMA (1979) zurück.

Bei HARRINGTON (1950, 1956) findet sich der Hinweis, daß die Basalte der C.-del-Y. als Gänge und Lagergänge aufgedrungen sind. Eine kurze tektonische Analyse der C.-del-Y. nach Luftbildern gab BITSCHENE (1982). Dort wird auch auf einen eventuellen Intrusivkörper innerhalb der C.-del-Y. hingewiesen.

Petrographische und geochemische Daten aus der C.-del-Y. und Umgebung lieferten ECKEL (1959) und PUTZER & VAN DEN BOOM (1962). COMTE & HASUI (1971) datierten Diabas aus der C.-del-Y. nach der K/Ar-Methode zu 127 ± 10 Ma bzw. 108 ± 10 Ma (TR-Präparate). Für den Mbocayaty-Stock erhielten sie - im Widerspruch zu der bisherigen Einschätzung der Alkaliintrusiva von Ostparaguay als post-triassisch - ein präkambrisches Alter (TR-Präparat) von 960 ± 100 Ma bzw. 820 ± 85 Ma. Dies steht im Widerspruch zu der bisherigen Einschätzung der Alkaliintrusiva von Ostparaguay als posttriassisch. BITSCHENE & LIPPOLT (1984b) konnten den Foid-Syenitstock bei Mbocayaty mit 128 ± 4 Ma (K/Ar Alter an Biotit) datieren. Sie konnten auch den vermutete Alkali-Intrusivkörper innerhalb der C.-del-Y. bestätigen.

3.4.3.2 Die Sedimentgesteine

Die anstehenden Sedimentgesteine (Tafel 2, Fig.1-7) des kartierten Gebietes gehören den Gondwana-Schichten an und sind Ablagerungen des westlichen Randbereiches des Paraná-Beckens. Glaziale Ablagerungen der Cerro-Corá-Gruppe sind im Arbeitsgebiet nicht aufgeschlossen, werden allerdings nur wenige km weiter nördlich aus der Umgebung von Coronel-Oviedo beschrieben (s. auch Bezeichnung "Cnel.-Oviedo-Formation" auf der TAC Karte 1981, oder "Tubarão-Gruppe bzw. -Serie" früherer Bearbeiter).

Die innerhalb des kartierten Gebietes aufgeschlossenen Sedimente lassen sich in eine regressive, marine bis lakustrische und vielleicht auch noch glazial beeinflusste Sequenz (Pañetey-Formation) und eine hangende, transgressive Red-Bed-Sequenz (Ybytyruzú- und Misiones-Formation) gliedern (Abb.17). Diese spiegeln auch den zunehmend kontinentalen Charakter der Sedimentation wider. Auf der geologischen Karte 1 : 100000 sind die Sedimente der Pañetey- und der Ybytyruzú-Formation zusammengefasst und werden einheitlich als Sedimente der Independencia-Gruppe dargestellt.

Die Sedimente der Independencia-Gruppe können mit den Schichten der Passa-Dois-Gruppe Brasiliens korreliert werden. Die Guazú-Gruppe (neu eingeführt) entspricht der São-Bento-Gruppe Brasiliens. Ob nun die Pañetey-Formation tatsächlich ein fazieller Vertreter der Irati-Schichten ist und Teresina- und Rio-do-Rasto-Formation tatsächlich ihr Pendant in der Ybytyruzú-Formation haben, muß sedimentologischen und paläontologischen Untersuchungen überlassen bleiben. Die bei GAMA (1979) dargestellte Idee eines progradierenden Deltas (Teresina-Prodelta) für die Passa-Dois- bzw. Independencia-Gruppe kann als Sedimentationsmodell gut durch die Feldbeobachtungen unterstützt werden. Der faziellen Verzahnungen der Independencia-Schichten untereinander wird die Einteilung in Formationen nicht gerecht, charakteristische lithologische und paläontologische Besonderheiten werden aber dadurch eher herausgehoben.

3.4.3.2.1 Die Pañetey-Formation

Älteste sedimentäre Einheit im kartierten Gebiet sind die Schichten der Pañetey-Formation (Tafel 2, Fig.1, 7). Lithologisch wird diese aufgebaut aus: karbonatisch gebundene Sandsteine, Silt-Sandsteinlinsen, bunte Letten, violette bis lilarote, feldspatreiche Silt- und Sandsteine mit tonigem Bindemittel. In hangenden Lagen kommen verkieselte und z.T. von Fe-Erzen imprägnierte

Tafel 2

Fig. 1: In die flachliegenden Sedimente der Pañetey-Formation drangen oberflächennah Basalte (B) ein. Die Basaltlagergänge haben die Sedimentlagen (O, verkieselte Oolithe) zum Hangenden hin aufgewölbt, die liegenden Einheiten bleiben in völlig flacher Lagerung. Der Basalt ist heute völlig alteriert und liegt als Roterde vor. Straßenaufschluß Richtung M.-J.-Troche, 150 m nach der Brücke über den Rio-Tebicuary-Mí. Aufschluß 4.

Fig. 2: Flach-lagernde tonige Sedimente der Pañetey-Formation (P) werden von transgressiven sandigen Sedimenten der Ybytyruzú-Formation (Y) überlagert. Im Hangenden lateritische Roterde (R). Straßenaufschluß Richtung Col.-Independencia, kurz vor dem Ortsteil Panetey. Aufschluß 9.

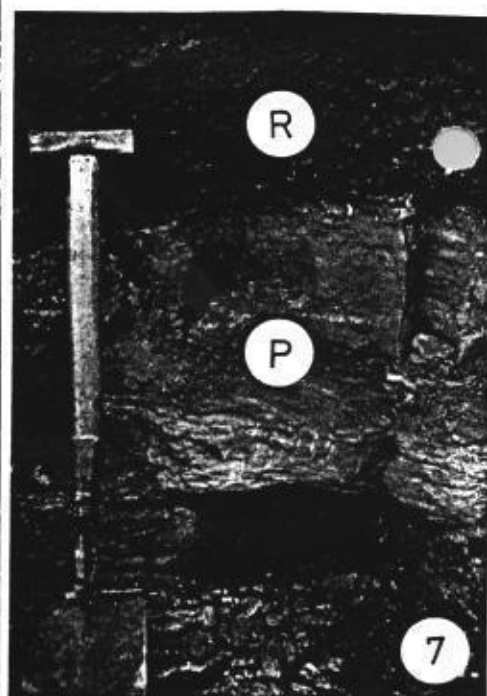
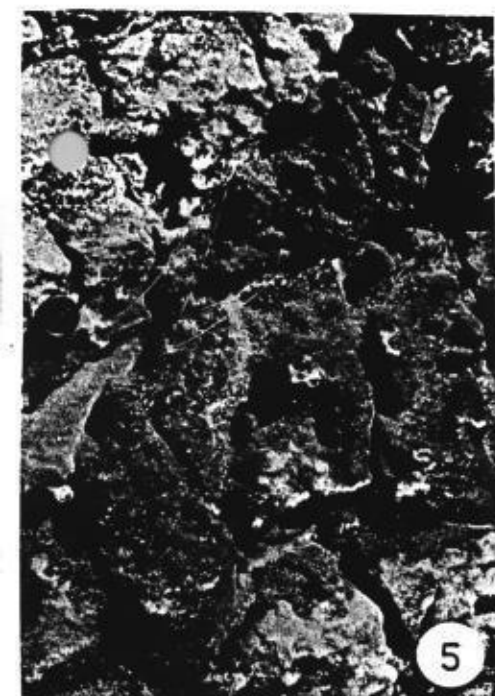
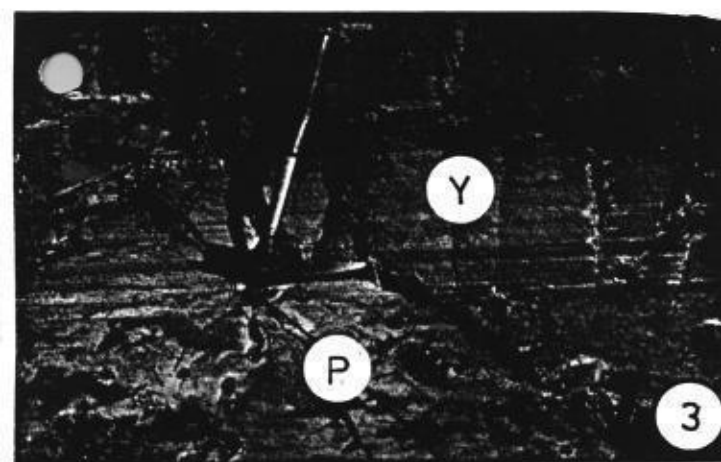
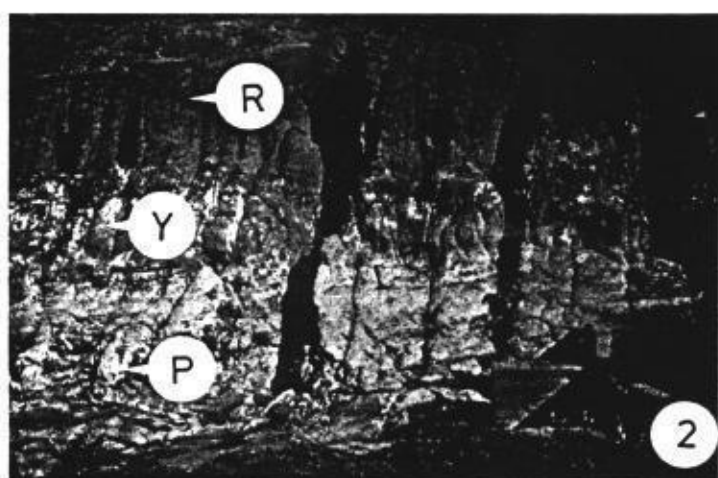
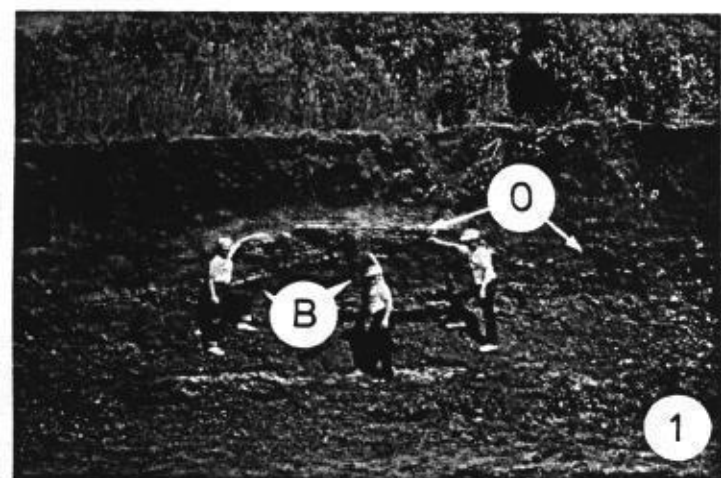
Fig. 3: Teilansicht von Fig. 3: In die tonigen Rotsedimente der Pañetey-Formation (P) sind Tonschmitzen (intraformationelle Resedimentations-Brekzie) eingelagert. Darüber lagert mit erosiv eingetieftem, scharfem Kontakt gut geschichteter Sandstein der Ybytyruzú-Formation (Y), ebenfalls mit aufgearbeiteten und resedimentierten Tonschmitzen und einer basalen, feinkonglomeratischen und glimmerführenden basalen Lage. Es sei darauf hingewiesen, daß es sich dabei auch um jüngere Misiones-Sedimente (aufgearbeitete Independencia-Sedimente) handeln kann.

Fig. 4: Am W-Abbruch der C.-del-Y. sind mächtige Steilabbrüche in den schräggeschichteten Misiones-Sandsteinen zu sehen. Aufschluß 33 bei Tororó, W-Rand der C-del-Y..

Fig. 5: Wenn die Sandsteinblöcke von der Vegetationsdecke entblöst sind, führt die tropische Verwitterung zu Pseudokarst-Erscheinungen. Silikat wird auf von den Verwitterungslösungen bespülten Klüften bevorzugt weggelöst, auf den Sandsteinoberflächen bilden sich napfförmige Vertiefungen. Sandsteinoberfläche des Aufschlusses von Fig. 4..

Fig. 6: Feinkörnige, flachlagernde, gut geschichtete Misiones-Sandsteine. Aufschluß 25, Salto-Böni in der C.-del-Y..

Fig. 7: Über tonig-mergeligen Sedimenten der Pañetey-Formation (P) lagert mit scharfer Diskordanz parautochthone Roterde (R) mit bis mehreren m-Mächtigkeit auf. Straßenaufschluß bei M.-Talavera in Richtung M.-J.-Troche.



Oolithlagen vor. Alle Sedimentschichten folgen in dm- bis nur wenige m-mächtigen Schichten aufeinander. Der Übergang von karbonatischen Sandsteinen zu bunten Letten und Oolithlagen mit einzelnen Sandsteinzwischenlagen kennzeichnet den strandnahen, lagunären bzw. neritischen Bereich eines regressiven Meeres oder eines großen, seichten Sees.

Die Mächtigkeit der Pañetey-Schichten liegt zwischen 20 und 100 (?) m, die Schichten streichen N-S bis NE und fallen leicht (bis 4° Grad) nach E ein.

Die Karbonatsandsteine sind in dm-mächtigen Bänken ausgebildet und haben eine grau-weiße Farbe. Sie sind nicht durch Fe-reiche Lösungen rötlich imprägniert worden. Einzelne, bräunliche, feste und kompakte Silt- und Sandsteinlagen vertreten diese Arenite faziell. Über den Kalkareniten lagern konkordant geringmächtige Lagen von tonigen Gesteinen. Diese bunten Letten haben in den tieferen Lagen eine grünliche bis graue Farbe, mehr zum Hangenden hin ist eine zunehmende Rotfärbung zu konstatieren. Mit den Hangendlagen verfangert und wechsellagernd sind rosafarbene, tonig gebundene, feldspatreiche Sandsteine. Faziell wird diese Wechsellagerung durch violette, tonige Siltsteine vertreten. In den oberen Partien der Letten - Sandsteinwechsellagerung sind oolithische Bänke eingelagert, wie sie BEDER (1923) schon aus der Gegend von Villarrica beschrieb. Diese Oolithbänke mit Mächtigkeiten von max. 80 cm bestehen aus wenige mm-großen kugeligen Konkretionen in einer sandigen bis tonigen Matrix. Die Oolithe sind jedoch meist verkieselt und teilweise auch mit Fe-Erzen imprägniert. Vereinzelt sind in den verkieselten Oolithen Quarzkonkretionen eingelagert, die aus radialstrahlig ausgebildeten Chalzedonfasern bestehen, ähnlich den Mandelfüllungen mancher Basalte. Diese hornsteinähnlichen Gebilde werden als epigenetische Konkretionen gedeutet.

Kurz nach der Brücke über den Rio-Tebicuary-mí in Richtung Troche sind die verkieselten Oolithlagen (Chert) bogenförmig aufgewölbt (Tafel 2, Fig.1), während die liegenden Schichten völlig flach lagern und keinerlei Verformung zeigen. Die in die "Pseudofaltenachsen" der aufgewölbten Chertlagen eingedrungene Substanz ist tiefrot und von tonig-erdiger Konsistenz, es handelt sich allem Anschein nach um völlig alterierten Basalt. Für die selektive Aufwölbung der Oolithlagen kann die oberflächennahe Intrusion von Basalt (als Lagergang) verantwortlich gemacht werden. Die Interaktion von intrudierendem Basalt, ehemals kalkigem (?) Oolith und SiO₂-gesättigten kontinentalen Oberflächenwässern hat zur Silifizierung des Ooliths geführt.

Tektonische Verstellungen konnten innerhalb der Pañetey-Schichten

nicht festgestellt werden. Es sind jedoch einzelne Verwürgungen und lokale intensive Verfaltungen im Aufschluß zu sehen. Diese sind jedoch nicht Resultate großer tektonischer oder gar orogener Vorgänge, sondern ebenfalls Kompensationsbewegungen als Folge der gangförmigen basaltischen Intrusionen.

Als Ablagerungsraum für die regressive Pañetey-Formation kann der neritische Bereich eines sich zurückziehenden Meeres angenommen werden. Eventuell führten glaziogene Schmelzwasserrinnensale eine sandige Komponente (bräunliche Sandsteinlinsen) in den Ablagerungsraum. Die Oolithe (mögliche Korrelation mit den Cachimbo Kalken bei Caaguazú (MORINIGO 1971) bzw. den Taguai-Oolithen der Estrada-Nova-Formation Brasiliens (SUGUIO ET AL. 1974)) wurden von BEDER (1923) als "Limno-Oolithe" gedeutet. Hier werden sie als Strandfazies einer Lagune interpretiert. In diesem Stillwasserbereich kamen auch die tonigen Sedimente zur Ablagerung. Die roten Sandsteineinschaltungen geben dann erste Einflüsse der transgredierenden Rotsedimente der Ybytyruzú-Formation wider. Fossilfunde wurden in den Pañetey-Schichten nicht gemacht. Der BEDER'sche Mesosaurus kann jedoch hier angesiedelt werden (Auf-tauchbereich). Damit wäre auch die Korrelation mit den bituminösen Iratischichten im Beckeninneren hergestellt.

3.4.3.2.2 Die Ybytyruzú-Formation

Über den tonigen Pañetey-Sedimenten lagern konkordant und z. T. mit einer Erosions-Diskordanz die sandigen Ablagerungen der Ybytyruzú-Formation (Tafel 2, Fig.2, 3). Ein Aufschluß kurz vor der Siedlung Pañetey an der Asphaltstraße Richtung Col.-Independencia zeigt den erosiven und transgressiven Kontakt zu den liegenden Pañetey-Schichten. Es sei aber auch darauf hingewiesen, daß es sich bei diesen Sandsteinen auch um umgelagerte Ybytyruzú-Sedimente handeln kann, deren eigentliche Ablagerungszeit in die Ablagerungsspanne der Misiones-Formation fällt.

Die Ybytyruzú-Formation ist durch die Rotfärbung und die sandige Ausbildung ihrer Sedimente charakterisiert. Eine artenarme aber individuenreiche Bivalvierfauna und die einzigartige fossile Flora (HERBST 1972 ff.) kennzeichnen die Ybytyruzú-Schichten biostratigraphisch.

Mit grobkörnigen, z.T. feinkonglomeratischen, typisch zinnoberroten Sandsteinen setzt die Ybytyruzú-Formation der liegenden Pañetey-Formation transgressiv auf. Ein intraformationeller Aufarbeitungshorizont mit Tonflatschen ist ebenfalls lokal ausgebildet (Tafel 2, Fig.3). Die zinnoberroten, tonig gebundenen Sandsteine

sind manchmal auf Klüften und um rezente Wurzelreste herum einige cm-tief völlig gebleicht (reduzierende Bedingungen). Eine Hellglimmerführung ist manchmal charakteristisch. Auch hier sei wieder darauf hingewiesen, daß es sich bei den hellglimmerführenden Sedimenten um umgelagerte Ybytyruzú-Sedimente handeln kann (Misiones-Formation?). Den feldspatreichen, schlecht geschichteten und tonig gebundenen Sandsteinlagen mit ihrer Bivalvier Fauna (Straßenaufschluß bei der Deutschen Schule in Col.-Independencia) folgen konkordant mehr sandige, besser geschichtete und glimmerfreie Schichtkörper, z. T. mit deutlicher Schrägschichtung. Diese Schichten führen eine typische, exzellent erhaltene fossile Flora (vgl. Kap. 3.4.3.4). Allerdings konnten nur in Bachbetten Bruchstücke aufgesammelt werden, im Anstehenden konnte die fossile Flora nicht beobachtet werden. In den oberen Lagen der Sandsteine sind auch geringmächtige (max. 1 m-mächtig) rote, tonige Lagen eingeschaltet. Diese haben jedoch nur geringe laterale Erstreckung.

Die Grenzziehung zu den hangenden kreuzgeschichteten Sandsteinen der Salto-Fazies ist nicht klar. Im S der C.-del-Y., in der Gegend zwischen J.-Fassardi und E.-A.-Garay treten die tieferen Pañetey-Schichten nicht in Erscheinung (Störung am S-Rand der C.-del-Y.?). Die Ybytyruzú- und Teile der Misiones-Formation werden faziell durch die parallelgeschichteten Garay-Sandsteine ersetzt.

Die Ablagerungen der Ybytyruzú-Formation gehören nach ihrem Fossilinhalt dem oberen Perm an (Kap. 3.4.3.4). Ihre sandige Ausbildung und zunehmende Kreuzschichtung neben geringmächtigen tonigen Einschaltungen deuten auf den mehr kontinentalen Charakter der Sandsteine hin.

Sedimentationsraum der Ybytyruzú-Schichten war der Schwemmfächerbereich eines progradierenden Deltas. Im hangenden Bereich wird der rein kontinentale Einfluß immer deutlicher mit einzelnen Auftauchbereichen (fossile Flora) und lokalen Flachwasserbereichen (kleine Seen).

3.4.3.2.3 Die Salto- und die Garay-Fazien (Misiones-Formation)

Die Sandsteine der Salto- und der Garay-Fazien sind in den Steilabhängen der C.-del-Y. aufgeschlossen und bilden die Abbruchkante zahlreicher Wasserfälle (bis 50 m hoch, so z. B. Salto-Böni am Arroyo-Librada). Die Einführung der Begriffe der Salto-Fazies und der Garay-Fazies erscheint gerechtfertigt, da sich diese Sandsteine in Farbe, Körnung und Struktur von den feinkörnigeren Misiones-Sandsteinen s. s. und von den tonig gebundenen, typisch

zinnoberroten Ybytyruzú-Sandsteinen unterscheiden. Auf der geologischen Karte 1 : 1000000 werden diese Sandsteine unter den Sandsteinen der Misiones-Formation geführt.

Die Salto-Sandsteine bestehen aus z. T. vorzüglich gerundeten Quarzkörnern und weißen Feldspatüberresten. Das Bindemittel ist tonig-sandig. Lokal sind die Sandsteine verquarzt und sehr fest. Braune und rötliche Farbtöne dominieren. Charakteristisches Erkennungsmerkmal im Gelände sind mächtige Schrägschichtungskörper, die sich in das Liegende eingeschnitten haben und als Rinnenfüllungen oder als Dünensande interpretiert werden können (Tafel 2, Fig.4-6). Die gute Sortierung der Salto-Sandsteine rührt von der Aufarbeitung und Resedimentation älterer Schichten her.

Als Paläoenvironment für die Ablagerung der Salto-Sandsteine können verflochtene Fluß- und Rinnen-Systeme (braided rivers) eines festländisch-fluviatilen und eines deltaisichen Systems und Dünensande angenommen werden. Typische fossile Faunen und Floren wurden nicht gefunden. Im Dunkeln liegt die Abgrenzung zu den typischen Misiones-Sandsteinen s. s., als deren unmittelbar liegende Abteilung die Salto-Sandsteine gedeutet werden. Ebenso unbekannt ist die Grenzziehung zu den liegenden Ybytyruzú-Sedimenten. Die Salto-Fazies ist die obere Sequenz eines transgressiven Zyklus, der mit den noch tonig gebundenen Delta-Ebenen-Sedimenten der Ybytyruzú-Formation begann.

Die Garay-Sandsteine sind durch braune bis hellgraue Farben charakterisiert, nicht unähnlich den silurischen Sandsteinen Ostparaguays. Sie sind nur im Bachbett des Pirapo-Mí SE von E.-A.-Garay aufgeschlossen, ihre Mächtigkeit und Verbreitung ist unbekannt. In cm-mächtigen Lagen bilden die Sandsteine eine homogene Abfolge, typische Schwerminerallagen sind eingeschaltet. Mächtige Schrägschichtungskörper analog der Salto-Fazies oder arkosige Ausbildung analog der Ybytyruzú-Formation fehlen.

Die Garay-Fazies kennzeichnet eventuell einen fossilen Strand mit häufiger Wiederaufarbeitung und Resedimentation. Die stratigraphische Stellung der Garay-Fazies ist ungeklärt. Eine Zuordnung zu den Salto-Sandsteinen erscheint möglich.

3.4.3.2.4 Die Misiones-Formation s. s.

Die ziegelroten (ähnlich dem mitteleuropäischen Trias-Hauptbunt-sandstein), fein- bis mittelkörnigen Sandsteine unterlagern die Basaltlagen oder sind diesen als Intratrapp-Sandstein eingelagert (Sandeinblasungen) bzw. vom Basaltmagma als brekzierte Sandstein-

blöcke in verschiedensten Auflösungsstadien aufgenommen. Eine solche , durch Basalt verkittete Brekzienlage ist besonders typisch in den hangenden Lagen des Cerro-Muy-Muy am W Rand der C.-del-Y. aufgeschlossen (Tafel 4, Fig.1, 2).

Der rote Sandstein besteht vorwiegend aus Quarzkörnern. Nur untergeordnet kommen Schwerminerale und Feldspatkörner vor. Das Bindemittel ist tonig und eisenschüssig, auch kieselig. In Schrägschichtungskörpern mit mehreren Meter Mächtigkeit (Dünen-sande?) und als plattige Sandsteine (subaquatisch) sind diese sandigen Sedimente abgelagert worden. Die Misiones-Sandsteine sind als rein kontinentale Ablagerungen unter wüstenhaften Bedingungen anzusehen. Sie entsprechen stratigraphisch den Botucatu-Sandsteinen Brasiliens. Wie schon mehrfach angedeutet, ist die Grenzziehung der Misiones-Sandsteine zu den Salto-Sandsteinen nicht geklärt. Als Modellvorstellung wird die kontinuierliche Entwicklung der Misiones-Sandsteine s. s. aus den Salto-Sandsteinen angenommen.

In der Vergleichsbohrung bei Pto.-Pdte.-Stroessner (Kap.3.5) bilden rosafarbene Misiones-Sandsteine das Liegende der Basaltlagen. Dort beherbergen sie in den oberen Lagen schwarze Erzanreicherungshorizonte, die ihren Ursprung in verwitterten und erodierten Basalten haben. Die Misiones-Sandsteine s. s. von Ostparaguay hatten also kurz vor und während der basaltischen Aktivität ihre Hauptablagerungsphase.

3.4.3.2.5 Junge Bodenbildungen und Konkretionen

Die bodenkundlichen Verhältnisse in Ostparaguay werden von BERTONI (1912), ECKEL (1959) und PUTZER (1962) behandelt.

Die meisten Böden sind unter subtropischer Verwitterung entstandene Residualböden (Latosole) mit typisch roter Farbe und lagern dem Gestein als bis mehrere m-mächtige Lagen auf (Tafel 2, Fig.1, 2, 7). Auch dunkle, staunasse Böden und Bodenbildungen auf allochthonen Schuttmassen treten auf. Die Bodenschicht ist besonders auf sandigen Böden oft nur geringmächtig (max. wenige dm-mächtig) ausgebildet, ihr Verlust bewirkt starke Erosion.

Rote, lehmige Böden sind typische Bildungen über verwittertem Basalt. Die in situ verwitterten Basalte bilden Latosole bis 17 m Mächtigkeit (Abb.20) aus. Diese lehmigen Roterden haben als autochthone bis parautochthone Latosole keine festen Bestandteile mehr.

Bodenhorizonte, die noch Blöcke eines magmatischen Muttergesteins

beinhalten, so z. B. innerhalb der C.-del-Y. sind geologisch jünger und von dunkler, meist braunschwarzer bis braunroter Farbe. Diese dunklen, auch mit Mineralkörnern vermengten und daher leicht sandigen Böden sind als parautochthone Residualbildungen auch über den Alkaliintrusiva entwickelt, besonders auf der S Seite der C.-del-Y.. Sie sind sehr fruchtbar. Über Jahre hinweg gedeihen auf solchen nährstoffreichen Böden z. B. die anspruchsvollen Baumwollpflanzen.

Rote, sandige Residualböden mit sehr geringer Humusschicht entwickeln sich über den Rotsedimenten. Diese Böden sind gut drainiert und werden bei geringer Hangneigung durch Regengüsse leicht erodiert. Besonders die nur wenige dm-mächtige Bodenschicht und der darunterliegende reine Sand über den Sandsteinen der Salto-Formation werden nach Entfernung des Vegetationsmantels schnell weggeschwemmt. Die sandigen Böden sind in der Regel nährstoffärmer als die aus den Magmatiten entstehenden Böden, sind aber besser drainiert. Für etwa 3 bis 5 Jahre bringen sie sehr gute Ernteergebnisse (Zuckerrohr), verlieren dann aber rapide an Substanz und lassen dann nur eine kümmerflora gedeihen.

Tonige Böden, teils dunkel, teils durch Humussäuren gebleicht, kommen in den Vorlanden der C.-del-Y. nach W in den dortigen "campos" vor. Diese sandigen Böden sind mit Gras bestanden. Häufig sind sie mit bis 1.20 m hohen Termitenbauten bestückt. Dunkle, feinkörnige, tonige Böden in der Nähe von oder zwischen mäandrierenden Bachläufen sind rezente Überschwemmungssedimente. Sie werden bei niedrigem Grundwasserstand als toniges Ausgangsmaterial für die Ziegelherstellung ausgebeutet.

Neben den Bodenbildungen finden sich besonders in der unmittelbaren W-Vorzone der C.-del-Y. unregelmäßige Sand- und Schuttmassenkörper. In einer nur lokal ausgebildeten Erosionsrinne werden die groben Schuttmassen aus der C.-del-Y. gesammelt. Reine Sandfächer breiten sich etwas weiter nach W aus, so z. B. am Talausgang bei Tororo'. Diese Sand- und Schuttmassen haben ihren Ursprung innerhalb der C.-del-Y. und wurden subrezent von den die C.-del-Y. entwässernden Bächen in das Vorland transportiert.

Geologisch junge Bildungen sind auch zahlreiche Vorkommen von lateritischen, kieselsäurereichen Brauneisenkonkretionen (canga, ripio). Diese Fe- und wohl auch Mn-Erz haltigen Konkretionen sind limonitisches Residualerz (canga). Nach PUTZER (1962:115) sind sie chemisch aus

22	-	38	% Fe (elementar?)
19	-	51	% SiO ₂
6	-	13	% Al ₂ O ₃
1,2	-	2,6	% TiO ₂ zusammengesetzt.

Sie werden als zellige, rötliche, verhärtete Gebilde an der Grenzschicht Boden/Gestein gebildet. Aufgearbeitete und resedimentierte Bruchstücke von mit Fe- (und Mn-, Al-) Erz umkrusteten quarzreichen Kristallisationskeimen werden in Erosionsrinnen eingeschwemmt oder auch flächig abgelagert.

Diese Produkte lateritischer Verwitterung und konkretionärer Abscheidung von Fe-, Al-, Mn- und Si-Oxiden und Hydroxiden bildeten sich in einem Bereich, wo an gelösten Stoffen reiche Verwitterungslösungen auf Grund veränderter eH/pH-Bedingungen ihren Lösungsinhalt abgeben mußten.

3.4.3.3 Die Sonderformen (Säulensandsteine und "Tapyta")

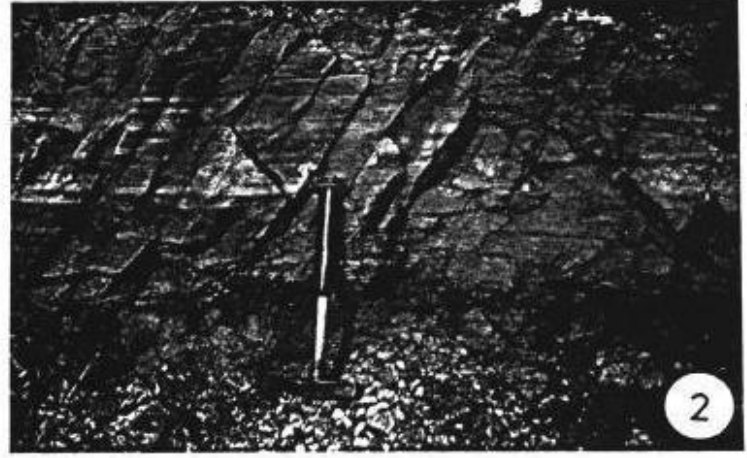
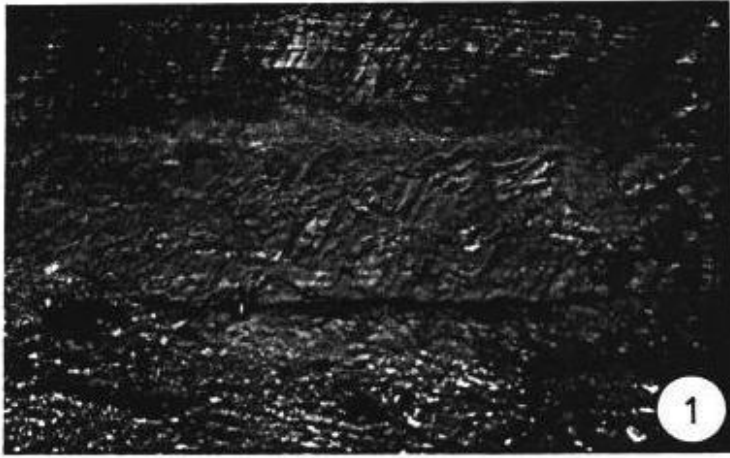
Innerhalb der Sedimente kommt es lokal zu eigenartigen Sonderformen, die meist im Zusammenhang mit der oberflächennahen Intrusion von basaltischen Laven stehen. Diese Sonderformen sind Säulensandsteine, aufgewölbte verkieselte Oolith-Lagen und Tapyta (Guarani: Rotes Feuer).

Die merkwürdig aufgewölbten verkieselten Oolithe der Pañetey-Formation verdanken ihre Lagerung der Wirkung intrudierender, nun völlig alterierter Basaltlagergänge (vgl. Kap. 3.4.3.2.1).

3.4.3.3.1 Die Säulensandsteine

Sandsteine der Misiones-Formation zeigen in zahlreichen, bisher aus der C.-del-Y. nicht beschriebenen Aufschlüssen säulenförmige Ausbildung (Tafel 3, Fig.1-7). Diese Säulensandsteine sind häufig in der Nähe und auch direkt über einzelnen Vorkommen von phonolithischen bis trachytischen, vereinzelt auch basaltischen Ganggesteinen und Lagergängen zu finden (s. geologische Karte 1 : 100000). In der Umrandung der C.-del-Y. und dem Gebirge selbst sind die Sandsteine als Härtlinge herausgewittert. Sie werden als Pflaster- bzw. Baustein abgebaut.

Die Sandsteinsäulen sind vier bis siebeneckig (Tafel 3, Fig.4, 5) ausgebildet und haben einen Durchmesser von 4 bis 40 cm (Tafel 3, Fig.7). Die dickeren Säulen haben eine geringere Kantenzahl als dünnere Säulen. In manchen Aufschlüssen bilden mehrer Säulen zusammen wieder eine in sich geschlossene, ebenfalls säulige Form aus. Vorzügliche ausgebildet stehen die Sandsteinsäulen - ähnlich wie Basalt- oder Quarzporphyrsäulen - als bis 4 m-lange Stelen



Tafel 3

Fig. 1: Das konkordante, oberflächennahe Eindringen von mesozoischen Magmatiten geschieht besonders in der Umgebung der C.-del-Y. auf Schichtflächen der Sedimente. Hangende und liegende Sandsteine können durch diese Magmatiteinschübe zur Ausbildung von Säulensandsteinen veranlasst werden. Aufschluß 53 an der Straße nach J.-Fassardi, kleiner Hügel mit Kapelle.

Fig. 2: Teilansicht von Fig. 1: Der parallel-geschichtete Misiones-Sandstein spaltet im Hangenden des Lagerganges (heute völlig zu Roterde alteriert) säulenförmig ab. Die primären Schichtflächen der Sandsteine dienen dabei als Löser. Die Schrägstellung der Säulen ist dabei nicht auf tektonische Verstellung zurückzuführen, sondern auf Druckentlastungs- und Abkühlungsvorgänge.

Fig. 3: Die Säulenausbildung der Sandsteine kann sogar bogenförmig geschehen mit Horizontalstellung der Säulen zum Hangenden und Vertikalstellung zum Liegenden hin. Die primäre Schichtung der Sandsteine ist ohne Einfluß auf die Ausbildung der Säulen. Aufschluß wie oben, etwa 60 m nach N, hügelabwärts.

Fig. 4: Homogene, kurzsäulige und meilerartige Ausbildung der Sandsteinstelen. Aufschluß 15 am N-Hang der C.-del-Y..

Fig. 5: Kopfansicht der Sandsteinsäulen. Die Sandsteine sind gebleicht und haben vier- bis siebeneckige Umrisse. Der fünfeckige (!) polygonale Zerfall dickerer Säulen (übergeordnete Einheit) ist hier die häufigste Formausbildung. Aufschluß wie Fig. 4.

Fig. 6: Die Sandsteinsäulen können bis vier m-lang werden und enden oft abrupt an Unstetigkeitsflächen im Gestein, z. B. einer Schichtfläche. Aufschluß wie Fig. 4.

Fig. 7: Die Sandsteinsäulen können bis gut 40 cm-Durchmesser erreichen. Die Prismenflächen der Säulen können konkav (linke Säule), wellig (rechte, dicke Säule) und völlig eben (rechte untere Säule) ausgebildet sein. Die rechte Säule wiegt ca. 120 kg und stellt die dickste bisher beobachtete Sandsteinsäule dar. Alle Sandsteinsäulen stammen aus der C.-del-Y.

(Tafel 3, Fig. 6), besonders im zentralen Bereich der bis 100 m großen Aufschlüsse. In Randbereichen der Aufschlüsse biegen die Säulen oft um. Sie haben dann das Aussehen von im plastischen Zustand verformten Sandsteinsäulen (Tafel 3, Fig. 3). Die Absonderungsflächen der Säulensandsteine folgen gelegentlich primären Schichtflächen (Tafel 3, Fig. 1, 2). Meist beeinflusst jedoch der primäre Schichtungskörper mit seinen strukturellen Eigenschaften die Ausbildung der Säulenform nicht. Thermische und intraformationelle Druck- und Lösungsvorgänge bestimmen vielmehr Gestalt und Ausmaß der Säulenbildung.

Im Dünnschliff zeigen die Säulensandsteine lagiges, sedimentäres Gefüge. Einzelne Schwerminerallagen betonen die ungestörte Schichtigkeit. Die Quarzkörner sind von Korrosions- und Rekristallisationsvorgängen geprägt. Die buchtig korrodierten Quarzkörner besitzen einen bis 20 μm -mächtigen Schmutzsaum, welcher von kristallographisch orientierten Quarzanwachssäumen umgeben ist. Je geringmächtiger der aus einer schwammigen Fe-Erz Imprägnation bestehende Schmutzsaum eines Quarzes ist, um so mehr streben die homoaxialen Anwachsäume idiomorphe Kornbegrenzungen an. Die Quarze sind bei gekreuzten Nicols meist klar auslöschend und beinhalten manchmal feine Rutil(?)-Nädelchen. Die einzelnen detritischen Quarzkörner berühren sich nicht. Manche Körner zeigen eine Drucklamellierung und werden auf Mikrorupturen von mikrokristalliner Matrix infiltriert. Es erfolgt eine Zerlegung größerer Quarzkörner in einzelne Quarzbruchstücke. Die mikrokristalline Matrix besteht aus mehreren Quarzmodifikationen (Chalzedon, Quarzin ?) und feinst verteiltem Fe-Erz. Eine faserige Hellglimmerkomponente tritt ebenfalls in der Matrix auf. Bemerkenswert ist, daß mikroskopisch keine Feldspatkörner nachgewiesen werden können. In lagenförmiger Anordnung sind Zirkon und Rutilkörner zu finden. Als Erzkomponenten treten zahlreiche Fe-Erzflitter auf (Hämatit, Fe-Hydroxide). Von ARRIBAS & LATORRE (1982) beobachteter Opal (in den Säulensandsteinvorkommen von Aregua, vgl. Kap. 5.1) konnte nicht gefunden werden.

Säulensandsteine haben die Aufmerksamkeit vieler Bearbeiter erregt. MÜLLER (1960) bearbeitete Säulensandsteine in Äthiopien, beschrieb deren mineralogische Zusammensetzung und Nachbarschaft zu Basalten und leitete Vorstellungen zur Entstehung der Säulensandsteine ab. BJÖRNBERG ET AL. (1964) beschrieben Säulensandsteine aus den Botucatu-Sandsteinen Brasiliens. ECKEL (1959) kannte Säulensandsteine in Ostparaguay aus der Nähe von Aregua und Luque, beschrieb sie als Pseudotrachyt und deutete sie als "clastic intrusive sill or it may merely represent local metamorphism of the sedimentary rocks by some of the nearby basaltic or diabasic rocks" (ECKEL 1959:34). PUTZER (1962:87) deutete die Säulensandsteine als "zerrungs-tektonisch eigentümlich

überprägte Arkose-Sandsteine der Trias ... durch ein enges Kluftsystem entstanden. Von den Klüften aus ist das Gestein völlig gebleicht". MIRAGLIA (1965) zeigte in einigen Vorkommen aus der Umgebung von Asunción den Zusammenhang von Basalt und umgebenden "areniscas metamorphisadas" eindeutig auf. HARRINGTON (1950:42) hat zwar keine Säulensandsteine beschrieben, doch schilderte er aus kleinen Steinbrüchen nahe Aregua stark verwitterten Andesit in säuliger Ausbildung, bei dem es sich um Säulensandsteine gehandelt haben dürfte. HARRINGTON, ECKEL und PUTZER rechnen auf Grund ihrer Feldbeobachtungen die Sedimente der Säulensandsteine zu triassischen oder jüngeren Schichten. ARRIBAS & LATORRE (1982) deuteten die Säulensandsteinvorkommen von Aregua als silurischen Piribebuy-Sandstein (vgl. Korrektur in Kap. 5.2). Ihre genetische Vorstellung für die säulenförmigen Quarzarenite ist stark an das PUTZER'sche Modell angelehnt. Sie konstatieren (ARRIBAS & LATORRE 1982:7), "that tectonic stresses developed in the neighbouring Ypacaraí area could also have contributed to trigger the fracturation process". Thermale, zirkulierende Wässer, die zur Opalisierung der Sandsteine führen, seien die treibende Agens.

Für die Ausbildung von Säulensandsteinen sind nach den Beobachtungen im Gelände und im Mikroskop folgende Faktoren ausschlaggebend:

- Gute Sortierung und Homogenität der Sandsteine bzw. nicht verfestigten (?) Sande.
- Unmittelbare Nachbarschaft von magmatischen Gängen und Decken.
- Kompakte, abschließende Liegend- und Hangend(?) -Lagen.
- Zirkulierende Lösungen (schlagartig siedende Formationswässer?), die zur "Homogenisierung" und Verkieselung der Sandsteinlagen führen.

Ansonsten kann der Formierungsvorgang der Sandsteinsäulen als analog zu dem von Basalt- und Quarzporphyrssäulen angesehen werden. Im wesentlichen bedingen Abkühlung und Kontraktionsvorgänge im homogenen Sandsteinmedium die Säulenbildung, die senkrecht zu den Abkühlungsflächen oder aber auch senkrecht zu den Kontaktflächen intrudierender Basalte sich vollzieht (thermische Front bzw. Richtung der Druckabnahme für die gespannten Formationswässer in dem allseitig umschlossenen Sandsteinpaket).

3.4.3.3.2 Tapyta (Rotes Feuer)

Eine weitere eigenartige Gesteinsausbildung findet sich in den sogenannten Tapyta (Guarani: rotes Feuer). Kleine Splitter und bis faustgroße Brocken dieses roten Materials wurden in Bachläufen gefunden bzw. wurden von Einzelpersonen überbracht. Es ist

organisches Material und leicht entzündbar. Die entstehende Flamme brennt gelblich-orange und rußt stark. Das Material schmilzt, in unmittelbarer Nähe der Flamme entstehen kleine Bläschen (Entgasung niederpolymerer Kohlenwasserstoffe) und ein harziger Geruch entströmt dem Gestein. Nach den vorliegenden Erkenntnissen handelt es sich bei den Tapyta um fossiles Harz (mündl. Mitt. B.OLSEN, PECTEN-SHELL/Houston). Bestandteile sind Kohlenwasserstoffe, feine farbgebende Hämatitschüppchen und eventuell feinste Tonmineralien. Ob diese organische Substanz rezent auf Störungen an die Erdoberfläche migrierte, und sich dort unter Einfluß der Atmosphäre verfestigte, oder ob thermische Generierung während magmatischer Aktivität die Migration bituminöser Substanzen bewirkte, bleibt dahingestellt. In keiner Bohrung und in keinem Aufschluß konnte das Material anstehend gefunden werden. Die stratigraphische Stellung des Tapyta ist unklar. Bisher wurden nur zufällige Funde von der Oberfläche permischer bis kretazischer Rotsedimente geschildert, eine Verbindung zu den fossilen Floren des Perm konnte (noch?) nicht hergestellt werden.

Die geologische Karte der TAC (1981) kennt eine Tapyta-Formation, ohne diese jedoch näher zu erläutern.

3.4.3.4 Der Fossilinhalt der Sedimente und ihre stratigraphische Stellung

In den oberen Sandsteinlagen der Independencia-Serie HARRINGTON's (entspricht der Ybytyruzú-Formation) treten Fossilien auf. Aus der Gegend von Villarrica und im Gebiet zwischen Colonia Independencia, Melgarejo und Pañetey wurden von einigen Bearbeitern Fossilfunde gemeldet. Sie erlauben eine Zuordnung der Ybytyruzú-Formation in das Perm. HERBST (1981) unterstützte nach den fossilen Floren aus diesen Schichten eine - schon vorher vermutete - Parallelisierung mit der Teresina-Formation der Passadois-Gruppe Brasiliens. Dies entspräche der oberen Estrada-Nova-Formation und damit oberem Perm (vgl. IPT 1981).

CARNIER (1911c) beschrieb als erster fossile Hölzer aus Rotsedimenten vom Fuß der C.-del-Y. SCHUSTER (1911) bestimmte Osmundites CARNIERI von derselben Lokalität und ordnete die Sedimente dem Tertiär zu. BEDER (1923) barg aus Rotsedimenten nahe bei Villarrica Reste von Mesosaurus tumidus. In hangenden Lagen fand er permische Lamellibranchier (Solenomorpha sp. = Leinzia similis und Leinzia intermedio).

HARRINGTON (1950) fand etwa 800 m vom Hotel Tilinsky/Col.-Independencia entfernt silifizierte Exemplare einer artenarmen, aber

individuenreichen Fauna (*Pinzonellopsis occidentalis*, *Pseudocorbula anceps*). ECKEL (1959) und PUTZER (1962) bestätigten diese Funde.

HERBST (1972 ff.) klassifizierte zahlreiche fossile Pflanzen vom Arroyo-Vino nahe Melgarejo. Er diagnostizierte baumartige Farne und Megasporenreste. Die überaus reichhaltige Flora veranlasste ihn, in der Gruppe der Osmundaceen die neue Familie *Guairea* einzuführen. *Leonardosia Langei* verwendete er für die Parallelisierung der Independencia-Schichten mit Vorkommen in Brasilien.

Im Zuge der Kartierarbeiten zu der vorliegenden Arbeit konnten zwei weitere Fossilfundpunkte aufgespürt werden (s. geol. Karte). So konnte in den Sandsteinen der Ybytyruzú-Formation 70 m N der Deutschen Schule in Col.-Independencia eine individuenreiche Bivalvier-Fauna gefunden werden. Diese Fauna kann mit den *Leinzia*- und *Pinzonella*-Funden früherer Autoren gleichgestellt werden.

Am Aufstieg zur C.-del-Y., S der Kapelle Virgen de los Pobres, konnten Bruchstücke von verkieselten, fossilen Stammresten aufgesammelt werden. Einzelne, sehr gut erhaltene Exemplare zeigen eine Teilung in Stamm und Rinde, bei Verlust der Rinde können Blattansatzstellen gesehen werden. Die fossile Flora wurde nicht in situ angetroffen, sondern aus tiefen Erosionsrinnen geborgen. Laut Berichten von einigen Kleinbauern sollen schon Stammbruchstücke mit bis 1 m-Länge geborgen worden sein. Der sehr gute Erhaltungsgrad und die meist geringe mechanische Beanspruchung lassen auf nicht allzuferne Herkunft für die Fossilreste schließen. Auch in den Erosionsrinnen hangender Salto-Sandsteine konnten abgerundete Bruchstücke verkieselten Holzes aufgesammelt werden. Dies kann als Hinweis für die Zugehörigkeit von Teilen der Salto-Fazies zum Sedimentationszyklus der Independencia-Gruppe angesehen werden. Eine Bearbeitung der fossilen Fauna und Flora wurde nicht vorgenommen. Die Flora dürfte aber der von HERBST (1972 ff.) ausgiebig bearbeiteten Flora entsprechen.

Nach den vorliegenden Fossilfunden, die fast alle der Ybytyruzú-Formation entstammen, kann ein oberpermisches Alter für die Ybytyruzú-Formation angenommen werden.

3.4.3.5 Die magmatischen Gesteine der Cordillera-del-Ybytyruzú

Die C.-del-Y. wird aus in- und extrusiven Magmatiten sowie dazwischengeschalteten Sandsteinen aufgebaut. Im Gelände lassen sich dunkle, feinkörnige, basaltische Gesteine von helleren, mittelkörnigen teilweise porphyrischen, alkalibetonten Gesteinen unterscheiden. In den Kontaktbereichen dieser beiden Haupt-Magmatit-

Typen treten Sonderformen auf. Sie wurden als Subintrusivbrekzien und Strahlsteine angesprochen. Nach den Kontaktverhältnissen zwischen den magmatischen Gesteinen zu urteilen, intrudierten die helleren Alkalimagmatite die Basalte.

Für die deckenförmig Basaltlagen aus den oberen Lagen der C.-del-Y. (oberhalb etwa 350 m) kann keine relative Altersstellung für die Basaltlagen abgeleitet werden. Es ist aber zu vermuten, daß Basalt auch nach der Plazierung der Alkaliintrusivgesteine aufgedrungen ist.

Alle Magmatite gehören stratigraphisch der Alto-Paraná-Formation an. Sie sind als Vertreter basaltischer Vulkanite und K-betonter Alkalimagmatite des W-Randes des Paranábeckens in Ostparaguay anzusehen.

Die morphologische Heraushebung der C.-del-Y., die Verzahnung von extrusiven und intrusiven magmatischen Ereignissen in der C.-del-Y. und die petrographischen und geochemischen Charakteristika der Magmatite (K-betonte Alkalimagmatite) belegen, daß es sich bei der C.-del-Y. um einen Alkali-Subintrusiv-Komplex handelt.

Die Verbreitung der magmatischen Gesteine und ihre Lagerung kann auf der beigeschlossenen geologischen Karte 1:100000, Blatt Villarrica abgelesen werden. Die Beschreibung der Magmatite basiert auf den Geländebeobachtungen und der Gesteinsansprache im Handstück. Ergänzende mikroskopische Untersuchungen (zusammengefasst in Kap. 4.1) und die ebenfalls berücksichtigte Nomenklatur nach petrographischen und geochemischen Kriterien (Kap. 4.2) vervollständigen das Bild der basaltischen und K-betonten alkalimagmatischen Gesteine der C.-del-Y..

3.4.3.5.1 Die basaltischen Gesteine (Alto-Paraná-Formation)

Basaltische Gesteine bauen die C.-del-Y. zu etwa 3/4 auf, viele Gipfellagen sind Deckenreste einst weiterverbreiteter Basalt- und Basaltmandelsteindecken (Tafel 4, Fig. 6, 7). Die Basalte der C.-del-Y. und ihrer Umgebung gehören zu den Paranábasalten.

Typische Vertreter der Paranábasalte stehen in den flachen Hügelländern SE und E der eigentlichen C.-del-Y. an, etwa ab der Ortschaft J.-Fassardi. Dieser Bereich wird auch durch den abrupten Abbruch der eigentlichen C.-del-Y. (Cerro-Peró) zu den E an-

schließenden, um 350 m-Höhendifferenz tieferliegenden Hügellanden des Paranábeckens gekennzeichnet.

Schwarze, aphanitische, dichte, tholeiitische Paranábasalte können in den Flußläufen des Pirapo-Guazú und des oberen Pirapomí anstehend angetroffen werden, auch in Brunnaushüben N von E.-A.-Garay stehen frische Basalte an. Im angewitterten Zustand werden die Basalte von roten, haematitisierten Klüften durchzogen, bei völliger Alteration entsteht der typische, rote Residualboden. Diese Basalte der Alto-Paraná-Formation sind in den oberen Lagen in Mandelsteinfazies ausgebildet und können somit nach den Geländebefunden als Deckenergüsse interpretiert werden. In der Regel ist die Mandelsteinfazies der typischen Flutbasalte weniger als 10 m-mächtig und von rötlichbrauner bis violetter Farbe.

Die zahlreichen Mandelfüllungen bestehen aus Chalzedon, Amethyst, Quarz, Karbonat, Zeolith und grünlichen Schichtgittermineralien, von gediegenem Cu berichtet die Landbevölkerung. Die Mandeln sind äußerlich grün oder rot gefärbt und haben selten einen Durchmesser > 3 cm. Sind einzelne Mandeln herausgewittert, so bleibt eine grobporige Gesteinsoberfläche zurück.

Ein weiteres Charakteristikum der Basalte in unmittelbarer Umgebung SE der C.-del-Y. ist die Einlagerung und Aufnahme von Sandsteinschollen der Misiones-Formation. Als wenig korrodierte oder aber schon teilweise assimilierte Xenolithe von Sandkorngröße bis m^3 -Größe sind sie den Basalten eingelagert (Tafel 4, Fig. 1, 2, 6).

Förderspalten für die Basalte können in NW-streichenden, in die C.-del-Y. hineinreichenden Gangsystemen vermutet werden. Eine NW-streichende Kette kleiner flacher Hügel aus lehmiger Roterde und liegendem Basalt kann von den Höhen der C.-del-Y. aus gut erkannt werden, und im Gelände als Basaltgang verifiziert werden.

Aus den Geländebefunden und nachfolgenden Untersuchungen kann abgeleitet werden, daß die tieferen Bereiche der C.-del-Y. und besonders die SE und E anschließenden Hügellande aus monotonen Basalten in Gang-, Lagergang- und Deckenform aufgebaut wurden. Megaskopisches Merkmal der Flutbasalte ist ihre Mandelsteinfazies im Hangendbereich.

Kontakte zu den in den C.-del-Y. auftretenden alkalibetonteren Basalten konnten nicht auskartiert werden. Typisch für die hangenden Basalte der C.-del-Y. sind alkalifeldspatphyrische Lagen und die Nähe zu den Alkaliintrusivgesteinen.

Die Hauptmasse der C.-del-Y. wird von Basalten von tholeiitischer

bis latitischer Zusammensetzung aufgebaut. Auch grobkörnige Diabase und Mandelsteine sind charakteristisch.

Auf der etwas niedrigeren N-Seite der C.-del-Y. übersteigt die Gesamtmächtigkeit der Basalte keine 300 m, zahlreiche Sandsteinlagen sind zwischengeschaltet. Nach S zu erreicht die C.-del-Y. immer größere Höhen (bis 840 m), die Gesamtmächtigkeit der Basalte erreicht gut 450 m, auch hier sind zahlreiche Sandsteinzwischenlagen eingeschaltet.

Drei verschiedene effusive Lagen konnten am S-Aufstieg nach dem "Mandelstein-Kriterium" als Toplage effusiven Vulkanismus ausgemacht werden. Kompakter Sandstein steht im N-Randbereich der C.-del-Y. bis 390 m ü. NN an, im S sinkt die Auflagerungsfläche für basaltische Gesteine auf 300 bis 330 m ab (Lagergänge?). Nach der Verbreitung der Basalte und den zwischengeschalteten Sandsteinlagen, die in den Hangendlagen in Linsen und teilweise assimilierte Brocken übergehen, muß geschlossen werden, daß Basalt in den tieferen Lagen, bis etwa 350 m Höhenlage als Lagergänge oder Gänge die Sedimente intrudierten. Erst ab etwa 350 m Höhenlage treten Basaltdecken mit Mandelsteinen auf. Auch hier sind aber noch zahlreiche Sandsteinlagen eingeschaltet. Teils wurde Sand eingeblasen, teils wurden verfestigte Brocken vom Basaltmagma aufgenommen und auch transportiert (Tafel 4, Fig. 6).

Die Ausbildung der Basalte reicht von schwarzen, aphanitischen, dichten Varietäten über leicht alterierte und rötlich gefärbte Varietäten bis zu den Basaltmandelsteinen, meist von rötlicher bis brauner Farbe. Auch feldspatphyrische Lagen (Diabase und Ganggesteine) sind zu erkennen.

Typische schwarze, aphanitische Basalte sind im Steinbruch des M.O.P.C. in der C.-del-Y. aufgeschlossen. Die zahlreichen tief einschneidenden Bachbette (Amambay, Librada, Tacuara, Capii u. a.) liefern ebenfalls frische Proben, Brunnenauhübe und die frischen Weganschnitte zum Acati und von Ita-Azul nach Tororo bieten hervorragenden Einblick in die dichten Basalte. Selten sind in diesen Quarzdrusen zu finden, welche dann aber Durchmesser bis 30 cm erreichen (z. B. Bachbett des Amambay, 360 m Höhenlinie).

Innerhalb der NW-Ringstruktur und besonders im MOPC-Steinbruch können folgende Basalt-Varietäten beobachtet werden:

1. Frischer, unveränderter, schwarzer Basalte (Probe 13++)
2. Von feinen Haarrissen durchzogener Basalt (Probe 13)
3. Geklüfteter und auf den Klüften intensiv rot gefärbter Basalt in unmittelbarer Nähe zum Phonolithgang.
4. Grobkörnige, strahlsteinartig umkristallisierte Basalte mit

deutlich erhöhtem Kalifeldspatgehalt und strahligem Wachstum der Kristalle (Probe 109, Tafel 6, Fig.10).

Eine weitere Basaltvarietät sind die kalifeldspatphyrische Alkalibasalte der Gipfellagen des Cerro-Acatí und vor allem am Gipfel der südlichen C.-del-Y. (Probe Y 1), nahe der Antelco Station (s. geol. Karte 1: 100000). Diese rötlichen, porphyrischen Gesteine sind als alkalibasaltische Gänge aufgestiegen und eruptierten auch auf frühere Basaltlagen. Ebenso treten Mandelsteinlagen in den porphyrischen Alkalibasalten auf. Die Kontakte zu aphanitischen Basalten sind nicht aufgeschlossen.

Basaltmandelsteinlagen können innerhalb der C.-del-Y. am Gipfel des Cerro-Muy-Muy (Tafel 4, Fig.7), am Kreuzberg und vor allem im oberen Teil des Aufstieges zum Acatí ausgemacht werden. Ihre Farbe ist meist bräunlich bis rötlich, die Mandeln haben typische Füllungen von SiO_2 -Varietäten, Karbonat, Zeolith und grünen bis bläulichen Schichtgittermineralen.

Ein Merkmal dieser Mandelsteinlagen ist auch die Führung von Misiones-Sandsteinxenolithen in allen Größen und in allen Auflösungsstadien. Die folgenden Basalt-Sandsteinkontakt und Assimilationsstadien können im Gelände und im Handstück unterschieden werden:

1. Scharfer Kontakt zwischen Sandstein und Basalt, lediglich leicht buchtige Korrosion der Sandsteine am direkten Kontakt (Tafel 4, Fig.1).
2. Unregelmäßiger, verschwommener Kontakt zwischen Sandsteinbruchstücken und basaltischem Magma. Die Sandsteine sind z. T. gebleicht, es kommt zu größeren Quarzauslaugungen, Mineralneubildung im Sandstein findet statt (Tafel 4, Fig.2).
3. Beinahe restlos aufgelöste Sandsteinbrocken schwimmen mit unregelmäßigen Kontaktflächen im Basalt. Um die Sandsteinreste folgt blasenreicher, violetter Basalt mit weißen Quarzaukristallisaten in den Blasen. Große, beinahe völlig aufgelöste Sandsteinbrocken gehen durch Um- und Rekristallisation in situ in unregelmäßige Quarzdrusen über.

Anhand der Gelände- und Handstückbefunde kann eine lückenlose Abfolge von kompakten, lediglich silifizierten Sandsteinen über teilweise aufgelöste Sandsteinrelikte bis hin zu schlieriger, beinahe völliger Auflösung der Sandsteine beobachtet werden. Zumindest aus den Beobachtungen in den hangenden Basaltmandelsteinlagen der C.-del-Y. kann geschlossen werden, daß in von Basalt aufgenommenen Sandsteinbruchstücken ein Generierungsprozeß für die Ausbildung von quarzreichen Mandel- und Drusenfüllungen gesehen werden kann.

Tafel 4

Fig. 1: Basalt (B) mit Sandsteinxenolith (S). Der Sandsteinxenolith wurde zuerst angelöst und dann nachträglich verkieselt. Auf Rissen im Basalt kommt es nachträglich zur Wiederabscheidung von SiO_2 . Basaltbrekzie vom Cerro-Muy-Muy. Aufschluß 38.

Fig. 2: Basaltmandelstein (B) mit Sandsteinxenolith (S). Der Sandsteinxenolith wurde von der Stirnseite eines vorrückenden Basaltergusses aufgenommen, Lösungsvorgänge haben zu einer Teilauflösung des Sandsteines geführt. Der Sandsteinrest wurde dann nachträglich wieder verkieselt. Im Zentrum des Sandsteinxenolithes ist die SiO_2 -Weglösung am stärksten, hier kommt es auch zu Mineralneubildungen (M). Die an gelösten Stoffen gesättigten Lösungen scheiden hier Quarz, Schichtgitterminerale, Zeolith (?) und Cu-Karbonat (?) ab. Aufschluß wie bei Fig. 1.

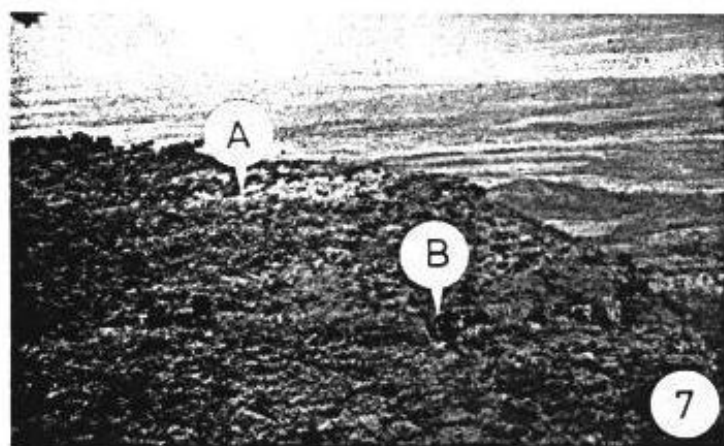
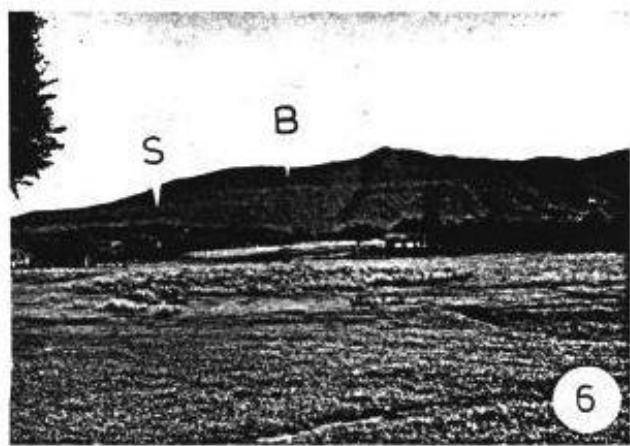
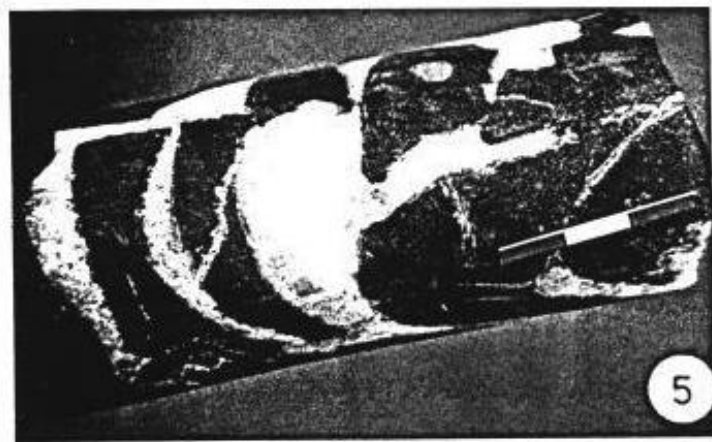
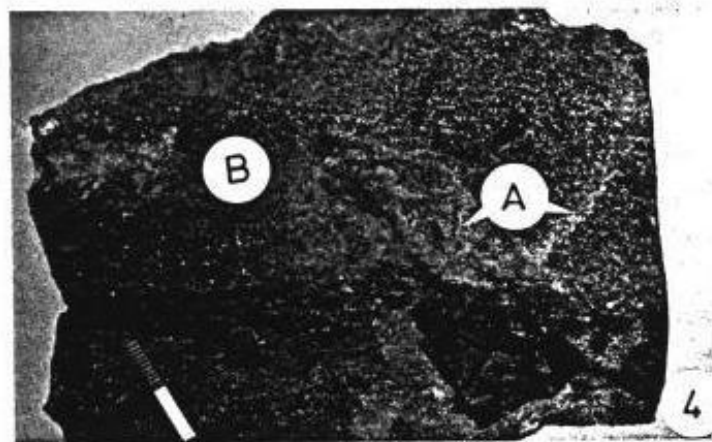
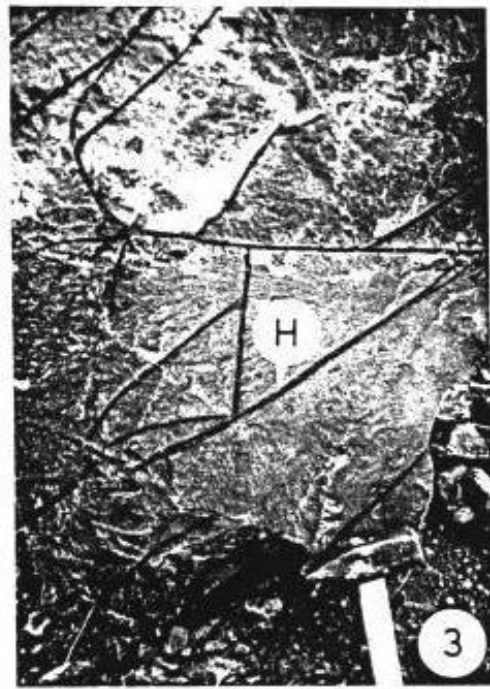
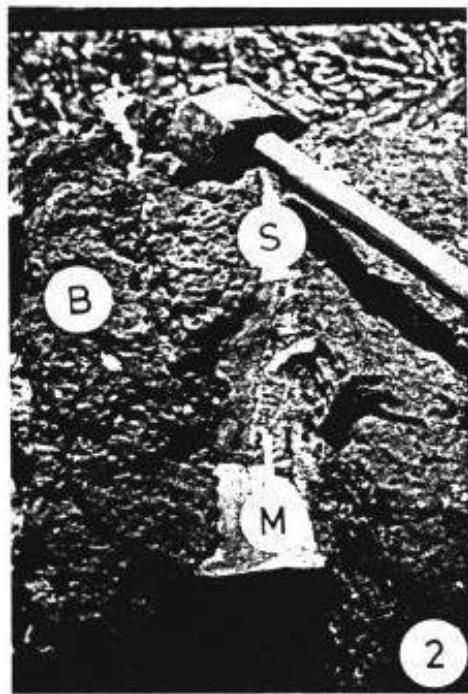
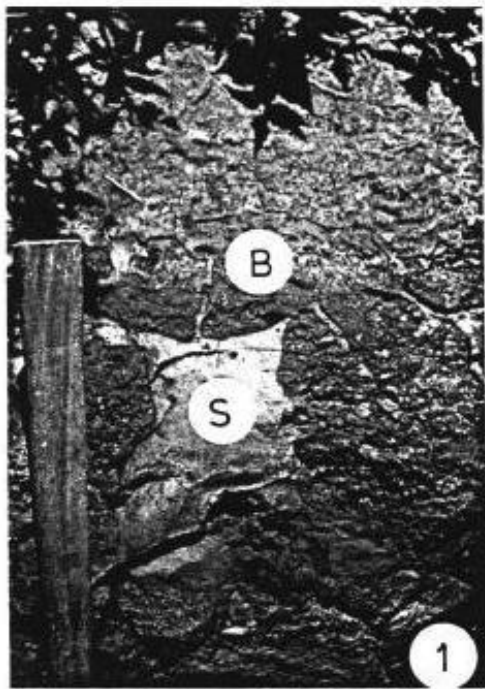
Fig. 3: Am Kontakt zu mächtigen Phonolithgängen ist der umgebende Basalt grob brekziert, auf Rissen kommt es zur Hämatitimpregnation (H), auf feinsten Haarrissen scheidet sich ged. Cu ab. MOPC-Steinbruch in der NW-Ringstruktur der C. del Y. bei Zorilla-Cue.

Fig. 4: Basaltische Brekzie vom Kontakt des Intrusivgesteinsvorkommens zu umgebendem Basalt in der NW-Ringstruktur der C.-del-Y. Alkalireiches Magma (A) brekziert und intrudiert den umgebenden Basalt (B). Subintrusivbrekzie etwa 500 m SW des MOPC-Steinbruches.

Fig. 5: Mit Karbonat, Quarz und untergeordnet Pyrit verkittete Basaltbrekzie aus der liegenden Basaltlage der Bohrung bei Pto.-Pdte-Stroessner (Teufe: 186 m). Die Brekzierung und Verheilung des Basaltes geschieht in einem tieferen Stockwerk als z. B. die Fe-Imprägnierung und hydrothermale Überprägung bei Fig. 1 - 3.

Fig. 6: SW-Ende der C.-del-Y.. Die C.-del-Y. besteht bis 350 m-Höhe aus Sandstein (S) mit Basalteinschüben. Die hangenden Lagen bestehen aus massigem Basalt und Basaltmandelstein (B) und Sandsteinzwischenlagen.

Fig. 7: Am Cerro-Muy-Muy (W-Seite der C.-del-Y.) besteht die hangende Lage (A) aus Basaltmandelstein und die darunterliegende Lage (B) aus massivem Basalt mit Sandsteinxenolithen. Aufschluß 38.



Insgesamt zeigen alle im NW und S der C.-del-Y. gelegenen Erhebungen eine recht ähnliche Abfolge von basaltischen Gesteinen, dabei können einzelne Lagen, wie z. B. Basaltmandelsteine, mehrmals wiederkehren.

Da in den bewaldeten und recht unzugänglichen Bergen der C.-del-Y. Gesteinsgrenzen nur schwer zu fassen waren, und in der subtropischen Wildnis exakte Ortsbestimmungen unmöglich sind, mußte auf die Kartierung einzelner Mandelsteinlagen verzichtet werden. Im Anhang sind typische Aufschlüsse beschrieben und ihre Lage angegeben.

Am Beispiel des Cerro-Muy-Muy (N-Hang) werden Abfolge und Ausbildung der C.-del-Y.-Basallagen kurz beschrieben, dabei ist nicht gesagt, daß es sich um einzelne Decken handelt. Zumindest die Liegendpartien sind eher lagergangförmig ausgebildet.

Auf liegendem, porphyrischem Alkalibasalt folgt eine Sandsteinlage. Dieser Sandsteinlage setzen dichte, feinkörnige, harte, splittrige Basalte auf. Diese Aphanite führen in den Hangenlagen einzelne größere Quarzdrusen (vgl. auch Bachbett des Amambay). Über den dichten Basalten folgt eine Schicht von durch Basalt verbackenen und teilweise ausgelaugten Sandsteinbrekzien (Tafel 4, Fig.1, 2), mengenmäßig überwiegt der Basalt. Über der Basalt-Sandsteinlage folgt als oberste Lage der Basaltmandelstein (Tafel 4, Fig.7).

Eine weitere, zu den Basalten zu zählende Varietät ist der 2 km E Villarrica (Estancia Brixner) aufgeschlossene Diabas mit deutlich porphyrischem Habitus, er erinnert stark an den Diabas von Caaquazú, ist aber alkalifeldspatreicher.

3.4.3.5.2 Die K-betonten Alkalimagmatite (Alto-Paraná-Formation)

Dieser volumenmäßig untergeordnete aber geologisch und petrologisch bedeutende alkali-magmatische Puls folgte dem basaltischen Vulkanismus unmittelbar und interagierte mit diesem. Lage und geologische Verbandsverhältnisse der Alkaligesteine der C.-del-Y. und ihrer Umgebung können auf der geologischen Karte abgelesen werden.

Im Gelände und an Hand der strukturellen Merkmale der Gesteine kann die alkalimagmatische Phase in zwei Erscheinungsformen gegliedert werden:

1. Rundliche bis elliptische, als konische Hügel bis 100 m über

Gelände aufragende, stockförmige Intrusiva mit grobkörnigen bis porphyrischen Gesteinen (Tafel 1, Fig.8).

2. Effusive bis subeffusive (gangförmige) feinkörnige, porphyrische Gesteine (Tafel 5, Fig.4 - 7).

3.4.3.5.2.1 Die Plutonite

Das größte Vorkommen von Alkaliintrusivgesteinen auf Blatt "Villarica" befindet sich in der NW-Ringstruktur innerhalb der C.-del-Y.

Die stockförmigen Alkaliintrusivgesteins-Vorkommen am SW-Rande der C.-del-Y. (Cerro-Santa-Helena, Cerro-Nandu-Cua, Cerro-km-23) ragen bis knapp 100 m im Gelände empor. Sie haben rundliche bis elliptische, etwa 50 bis 500 m-große Grundrisse, auch gangähnliche Strukturen sind angezeigt. Am Cerro-Nandu-Cua sind die intrudierten Rotsedimente der Misiones-Formation am Kontakt gebleicht und verkieselt. Das Vorkommen am Cerro-km-23 hat umgebende Sandsteinpakete leicht verstellt. Auch der Intrusivkörper bei Mbocayaty und der Subeffusivkörper bei Capiitindy durchschlagen sedimentäres Deckgebirge.

Das Alkaliintrusivvorkommen innerhalb der C.-del-Y. intrudierte Basalt und Sandsteinzwischenlagen. Auch die assoziierten alkali-reichen Ganggesteine häufen sich in unmittelbarer Umgebung des Intrusivvorkommens. Dieser zentrale Intrusivkörper und seine assoziierten Ganggesteine haben sowohl scharfe, diskordante Kontakte (Brekzien, scharfe Kontakte der Ganggesteine) als auch Angleichungskontakte (Strahlsteinfazies der Basalte).

Die K-betonten Tiefengesteine (Foid-Syenite, Malignite, Shonkinite und -Porphyre) sind hypidiomorph-gleichkörnig (Korndurchmesser 2 - 10 mm) bis porphyrisch (cpx-Großkristalle bis 3 cm) struiert und von schwarz-weiß fleckigem Aussehen. Dunkle, feinkörnige Varietäten sind fast schwarz, hellere, körnige Varietäten sind rötlich-weiß und haben einen Mafitenanteil von modal < 30 Vol.-%. Plagioklasreichere Gesteine sind Essexite. Bei zunehmender Alkalifeldspatführung gehen die Gesteine in die verschiedenen Foidsyenite über. Dunkle Foidsyenite sind Malignite, schwarze, Klinopyroxen-reiche Ganggesteine sind Shonkinitporphyre (z. B. am Wasserfall "Salto Böni"). Die helleren Foidsyenite aus der C.-del-Y. und von Mbocayaty sind die am stärksten K-betonten Gesteine. Foidsyenite (Probe 17b) aus der C.-del-Y. führen dunkle, restitische Schlieren (Xenolith in Auflösung).

Im Aufschluß bei Mbocayaty (alter Steinbruch am Ortsausgang) sind

die Kontakte zwischen den einzelnen Foidsyeniten zu sehen. Feinkörnige, dunkle Ganggesteine (tephritisch) queren diskordant die größeren Foidsyenite. Diese wiederum sind schlierig miteinander verwachsen. Melanokrate Malignite sind als dunklere rundliche Schollen in helleren Foidsyeniten enthalten, auch weiße leukokrate Schlieren tauchen in den Foidsyeniten auf. Ebenso wie in den Aufschlüssen bei Agua-Pety-Porton und am Cerro-Santo-Tomas bei Paraguari kann hier beobachtet werden, wie ein leukokrates K-reiches Magma die melanokrateren Bereiche infiltrierte und so eine heterogene, nicht durch Differentiationsvorgänge erklärable Vielfalt der K-betonten Alkalimagmatite schafft.

Die Alkaligesteinsvorkommen bei Sta.-Helena und am Cerro-km-23 bestehen aus dunklen, feinkörnigen porphyrischen Tephriten und etwas helleren Foidsyeniten. Die porphyrische Struktur wird einmal durch die von heller Matrix umwachsenen Pyroxen-Kristalle hervorgerufen, zum anderen haben feinkörnige Gesteine rundliche bis sechseckige Foideinsprenglinge bzw. deren Überreste.

Innerhalb der C.-del-Y. (s. geol. Kte. Blatt Villarrica) besteht die größte Vielfalt an Alkaligesteinen. Die Kontakte zwischen den einzelnen Varitäten sind jedoch nicht aufgeschlossen. Auch das einzige agpaitische Gestein (Foidsyenit Probe 19) stammt von hier ebenso wie der trachytische Leukofoidsyenit (Probe 154).

3.4.3.5.2.2 Die Vulkanite

Tephritische bis basanitische, phonolithische bis trachytische Gesteine treten innerhalb der NW-Ringstruktur der C.-del-Y. als gangförmige Körper und untergeordnet als Deckenüberreste auf.

Der im NW der C.-del-Y. vorgelagerte, elliptische Hügel des Cerro-Capiitindy (Tafel 1, Fig.3) ragt etwa 110 m über das Gelände und besteht aus graubraunem bis rosabraunem Pyroxen-Trachyt (Alkalitrachyt, Probe C). Dieses Subeffusivvorkommen hat Rotsedimente der Misiones-Formation durchbrochen. Das frische, braunfarbene Gestein führt bis etwa 5 mm-lange, schwarze Klinopyroxennädelchen. Rundliche, weiße Flecken im Trachyt bestehen aus Zeolith und etwas Alkalifeldspat. Der Trachyt des Capiitindy ist als Subeffusivvorkommen anzusprechen, teilweise hat das Gestein auch eine Fluidaltextur. Charakteristisch ist die Führung von Xenolithen mit einem Durchmesser bis 10 cm. Diese Xenolithe sind grobkörnige Essexite bis Monzodiorite, die aus Plagioklas, Augit, Apatit grün-braun pleochroitischem Amphibol und etwas Biotit sowie Alkalifeldspat und wenig Foid bestehen.

Der Trachytgang (Probe 17c) innerhalb der NW-Ringstruktur der C.-del-Y. ist ein grobkörniges, trachytisch struiertes Gestein von braunroter Farbe, bei dem hellrosafarbene Alkalifeldspatgroßkristalle (Tafel 6, Fig.3) und Pyroxen- und Biotiteinsprenglinge erkannt werden können. Auch dieses NW-streichende, gangartige Vorkommen führt schwarze Butzen eines restitischen Gesteines, welches aus Klinopyroxen, Apatit und Erz besteht. Biotit verdrängt dabei den Pyroxen.

Trachytische Gesteine stehen am Cerro-Yovere, an der SW-Seite der C.-del-Y. an. Das braune, unfrische Gestein ist hier durch die Führung zahlreicher weißer Flecken (Hydronephelin ?, Zeolithe) ausgezeichnet.

Als lamproitische Phonolithe werden Gesteine zusammengefasst, die in einer alkalifeldspatreichen, foidführenden Matrix Einsprenglinge von Klinopyroxen und Biotit führen. Diese Gesteine können auch als Glimmerporphyre (ECKEL, PUTZER) angesprochen werden, sie haben alkalilamprophyrischen Charakter. Auch der Überbegriff K-Tinguait(-Porphyr) umschreibt solche Gesteine.

Glimmerreiche, lamproitische Phonolithe treten als Ganggesteine mit NW- und untergeordnet NNE-Streichen auf (s. geologische Kte. 1: 100000). Sie queren sowohl die Sedimente (fast ausschließlich Sandsteine der Misiones-Formation) als auch die Basalte und Alkaliintrusivgesteine. Ein weiteres Charakteristikum dieser Gesteine ist, daß sie häufig die Unstetigkeitsflächen zwischen Misiones-Sandsteinen und unterlagernden ton- und feldspatreicheren Independencia-Sedimenten als Intrusionsbahnen benutzen. Sie liegen dann als Lagergang vor. Aber auch als effusive, echte Tuffe mit bis zu 2 m-Mächtigkeit sind diese glimmerreichen, phonolithischen Gesteine den Sandsteinen der Misiones-Formation im liegenden Bereich eingeschaltet. Als glimmerführender phonolithischer Tuff lagert er konkordant in groben Sandsteinen der Salto-Fazies der Misiones-Formation. Das Biotit-K-Ar-Alter dieser mit den Sedimenten synchron abgelagerten bzw. eruptierten oder intrudierten Alkalivulkanite datiert die Salto-Sandsteine (Misiones-Formation) als unterkretazisch (Biotit der Probe 53).

An drei für die C.-del-Y. typischen Vorkommen soll nun das geologische Auftreten dieser Gesteine beschrieben werden.

1. Aufschluß an der Asphaltstraße nach Col. Independencia (sog. Sandberg, Tafel 5, Fig.6):

Dieses Vorkommen beschrieben ECKEL und PUTZER als mehrere m-mächtigen Glimmerporphyr. Der Aufschluß zeigt dunkelgraue, verwitterte glimmerreiche Phonolithe, die diskordant die Sedimente der Independencia-Formation durchschlagen haben und nun am Kontakt zu hangenden Misiones-Sandsteinen (in Salto-Fazies) in einen

Tafel 5

Fig. 1: Porphyrischer Malignit mit angedeuteter Paralleltextrur. Die dunklen Klinopyroxenkristalle sind von Alkalifeldspat, Na-Foid und Plagioklasresten umgeben. Probe 25 vom Cerro-Km-23 bei R.-G.-de Santa-Cruz.

Fig. 2: Foidführender Essexit/Syenodiorit (SD) mit xenolithischer Scholle von dunklem Syenogabbro (SG). Probe S 2 vom Cerro-Santo-Tomas bei Paraguari.

Fig. 3: Trachytischer Foidsyenit (Probe 154) mit dunklen Aegirinaugiten. NW-Ringstruktur der C.-del-Y.

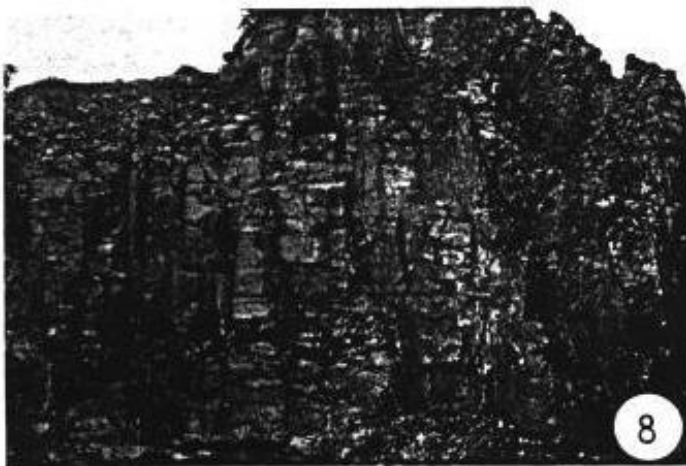
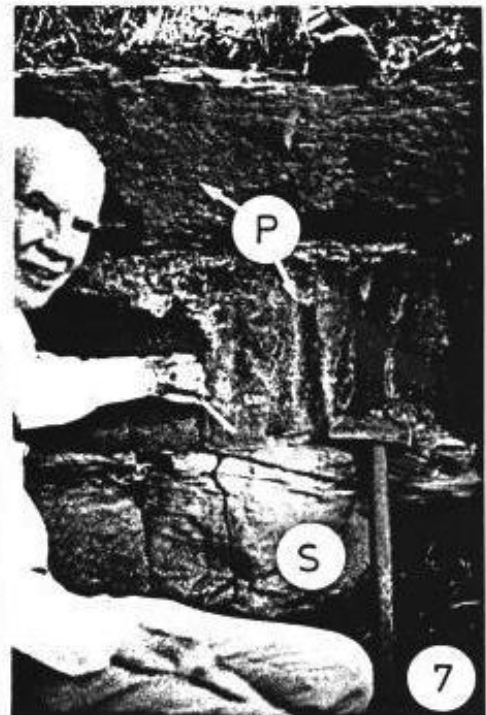
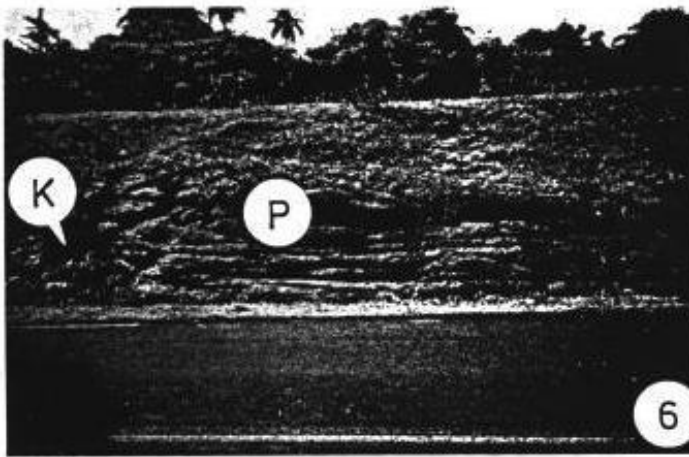
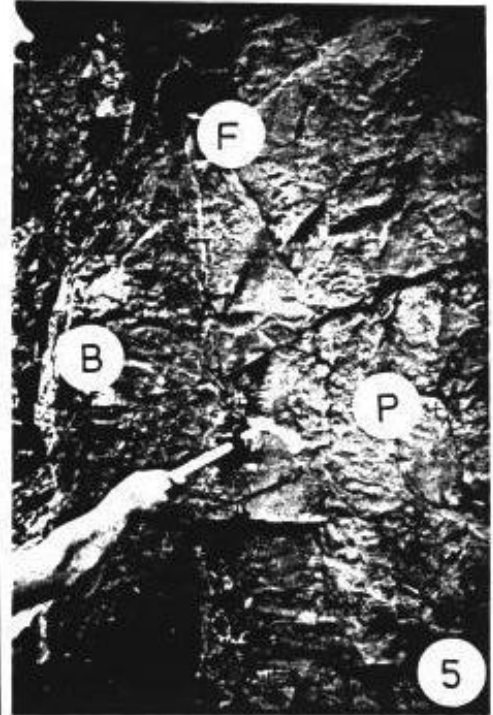
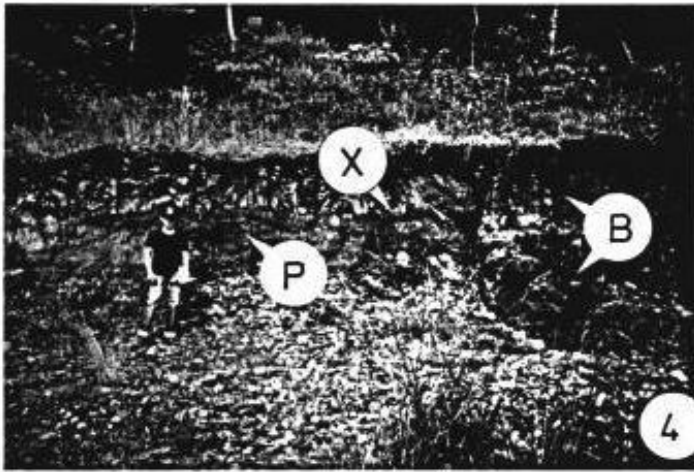
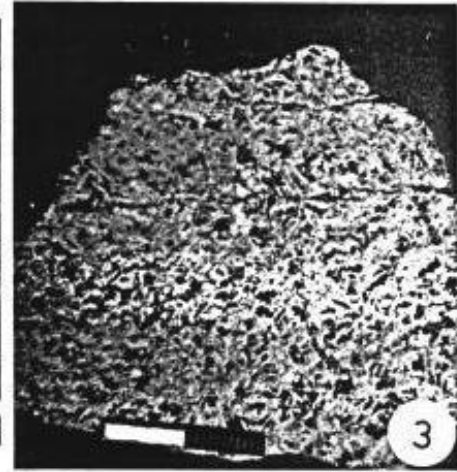
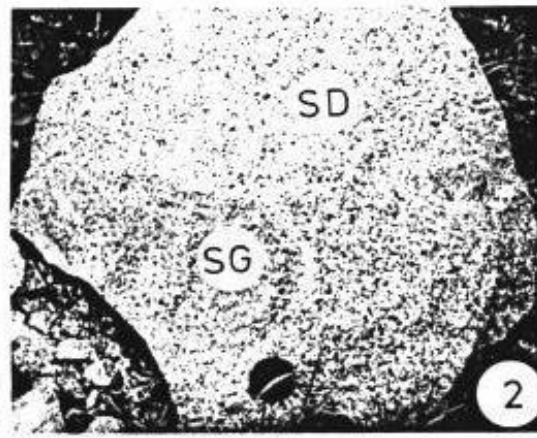
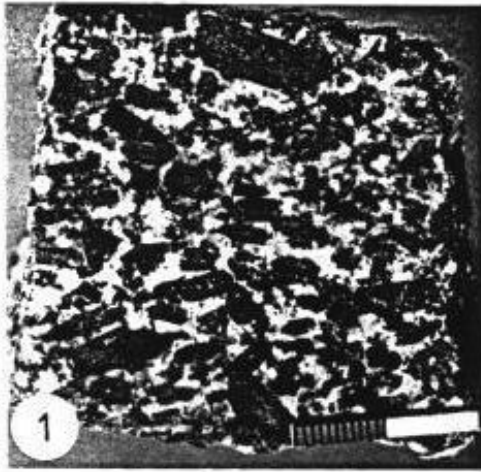
Fig. 4: Lamproitischer Phonolith (P) durchschlägt als Lagergang den Basalt (B). Der Lagergang knickt bei X aus der horizontalen Lage in die vertikale Lage um. Aufschluß 20 innerhalb der NW-Ringstruktur in der C.-del-Y., etwa 100 m W des MOPC-Steinbruches bei Zorilla-Cue.

Fig. 5: Lamproitischer Phonolith (P) durchschlägt gangförmig den Basalt (B) im MOPC-Steinbruch in der NW-Ringstruktur der C.-del-Y.. Das porphyrische Ganggestein hat eine graue bis schwarze, glasige Salbandausbildung zum Basalt hin, am direkten Kontakt zum Basalt ist Fluidaltextrur (F) zu beobachten. Aufschluß wie Fig. 4.

Fig. 6: Am Sandberg durchschlägt glimmerreicher, tuffartiger, lamproitischer Phonolith (P) die Rotsedimente der Misiones-Formation. Der Kontakt (K) zum umgebenden Sandstein ist brekziert und belegt den intrusiven Charakter der Platznahme. Das Vorkommen kann als Tuffröhre (Schlot ?) interpretiert werden. Aufschluß in Richtung Col.-Independencia, am sog. Sandberg.

Fig. 7: Lamproitischer Phonolith (P) liegt konkordant auf Misiones-Sandsandstein (Lagergang, Tuff ?) mit Kreuzschichtung (S). N-Abhang der C.-del-Y., oberhalb von Melgarejo, Aufschluß 24.

Fig. 8: Das stockförmige Alkaliintrusivgesteins-Vorkommen von Agua-Pety-Porton ist in seinem zentralen Bereich von engscharigen, vertikalen Klüften durchzogen. Übergeordnet hat das Gestein eine auf Abkühlungs- und damit verknüpfte Kontraktionsvorgänge beruhende "Granitklüftung". Auf den vertikalen Klüften dringen alkalibasaltische Ganggesteine auf.



Lagergang umbiegen. Der Kontakt zum Nebengestein ist intrusiv und durch eine Intrusivbrekzie markiert. Nebengestein ist ein gebleichter und verkieselter Sandstein. Im Profil nach W hin tauchen im Straßengraben zahlreiche, nur wenige dm-mächtige rote und violette, verwitterte Phonolithgängchen auf, die zinnoberroten Sedimente der Ybytyruzú-Formation mit NW-Streichen queren. Im verwitterten, glimmerreichen Ganggestein können neben Sedimentbruchstücken (Sandsteine, Tonsteine) auch rundliche, bis faustgroße magmatische Xenolithe gesammelt werden. Es handelt sich um stark alterierte Syenite. Interessant ist, daß zahlreiche Biotitgroßkristalle des Glimmerphonolithes deutliche Negativformen ehemaliger Einschlußkristalle zeigen.

2. Aufschluß, etwa 100 m S einer kleinen Kirche am Arroyo-Librada am N-Hang der C.-del-Y. (Tafel 5, Fig.7):

Hier ist das glimmerreiche phonolithische Gestein konkordant in hellbraune Sandsteine der Misiones-Formation eingeschaltet. Nur wenige m unterhalb stehen rosafarbene tonige Sedimente der Independencia-Gruppe an. Der lamproitischen Glimmerphonolith ist von grauer Farbe, teils auch rötlich alteriert und durch frische, glänzende Biotitkristalle ausgezeichnet. Auch grüne Mineralphasen (Aegirinaugite und deren Alterationsphasen) sind zu erkennen, ebenso einzelne Quarzkörner und Sandsteinbruchstücke. Dieses Alkaligestein (Probe 53) ist quarz-normativ (Quarz-Fremdeinschlüsse) und hat nach der Geochemie latitische Zusammensetzung. Der Biotit aus dieser Probe hat ein Unterkreide-Alter.

3. Aufschluß im MOPC-Steinbruch innerhalb der NW-Ringstruktur der C.-del-Y. (Zorilla-Cue, Tafel 5, Fig.4,5):

Die typischen geologischen Verbandsverhältnisse zwischen glimmerführenden porphyrischen Phonolithen bis Trachyphonolithen und Tholeiitbasalten der C.-del-Y. waren hier aufgeschlossen. Zwei porphyrische Ganggesteine queren mit NW-Streichen den Basalt. Die Gangmächtigkeit schwankt zwischen 3,2 m und wenigen dm. Der geringmächtigere Gang (Probe 13 a) ist feinkörniger ausgebildet als der mächtigere Phonolithgang (Probe 13 b) und besitzt ein feinkörniges-glasiges, parallelstruiertes Salband zum Basalt hin. Der gröberkörnige Phonolith hat deutliche Klinopyroxen und Biotiteinsprenglinge. Diese sind am Kontakt zum Basalt kontaktparallel eingeregelt. Charakteristisch für dieses Gestein sind weiße bis rosafarbene Konkretionen bzw. Einschlüsse bis 20 cm Durchmesser. Diese unregelmäßig geformten Einschlüsse (Tafel 6, Fig.9) bestehen aus Karbonat und untergeordnet Zeolith, bevorzugt im Randbereich. Da sie nach ihrer Sr-Isotopie nicht im Gleichgewicht mit ihrem Wirtsgestein (Kap.4.4) stehen, werden sie als um- und rekristallisierte Karbonatbruchstücke gedeutet, deren Stoffbestand sich mit den extrem alkalireichen Phonolithmagmen unter den herrschenden pT-Bedingungen nicht mischte (liquid immiscibi-

lity).

In einer späteren Abbauphase konnten in diesem Steinbruch noch plutonische Xenolithe (Hinweis auf krustale Kontamination der Alkalimagmatite ?) aufgesammelt werden (legit H. J. LIPPOLT, Okt. 1985). Diese Xenolithe sind grob- bis riesenkörnig (Tafel 6, Fig.1), haben einen Durchmesser von bis 10 cm und rundliche bis elliptische Formen. Es sind syenitische bis monzonitische Gesteine die aus dem Untergrund mitgerissen wurden.

Im unmittelbaren Kontaktbereich der Ganggesteine zu den Basalten (HPT-Basalte) ist ein bis zu 5 cm-mächtiges, glasig ausgebildetes Übergangsgestein zu finden. Dieses schwarze tachylithische Gestein mit seinen porphyrischen Biotit- und Pyroxen- und Apatiteinsprenglingen erinnert stark an die Glimmermonchiquite von Paraguari. Es markiert die Intrusionsfläche der Alkaliganggesteine zum Basalt hin. In Kluftweitungen tritt dann auch klarer bis weißlicher Zeolith mit Kristallumrissen auf. Etwas entfernt vom Kontakt ist der Basalt von deutlich rotgefärbten, hämatitisierten Klüften durchzogen (Tafel 4, Fig.3). In einer Entfernung von mehreren m fiedern die Klüfte auf, die Rotfärbung (Hämatitisierung) ist makroskopisch nicht mehr zu sehen, dafür finden sich dann gediegene Cu-Späne.

Etwa 50 m W dieses Aufschlusses kann alteriertes glimmerphonolithisches Material als Lagergang im Basalt beobachtet werden (Tafel 5, Fig.4). Phonolithische bis trachytische Ganggesteine durchschlagen hier in der NW-Ringstruktur der C.-del-Y. die Basalte und die liegenden und hangenden Sedimentgesteine.

Auch der Alkaliintrusivstock von Mbocayaty wird an seiner E-Seite von glimmerphonolithischen Ganggesteinen mit NW-Streichen durchschlagen.

Auf der geologischen Karte der TAC wird in der Legende bei den äolischen Misiones-Sandsteinen eine "basal unit of alkaline tuffaceous agglomerate and conglomerate" beschrieben. Da diese Karte für das gesamte Ostparaguay gelten soll, wird folgender geologisch-stratigraphischer Sachverhalt postuliert: In der unteren Kreide intrudieren glimmerreiche, lamproitische Phonolithe ältere Sedimente und Magmatite innerhalb der C.-del-Y. und ihrer Vorlande. Dabei werden auch glimmerreiche Tuffe gleicher Zusammensetzung eruptiert. Diese markieren den verstärkten Einsatz einer fluviatil-äolischen Sedimentation an der Basis der Misiones-Sandsteine. Es ist aber zu betonen, daß schon vor der Platznahme der Phonolithe Sandsteine der Salto-Fazies abgelagert wurden.

Der glimmerreiche, phonolithische Tuff und tuffitische Agglome-

rate besitzen stratigraphischen Leitwert für die tieferen Horizonte der Misiones-Formation und datieren diese als unterkretazisch. Dieses Alter kann auch für die weiteren Misiones-Sandsteine von Ostparaguay angenommen werden. Eine Ausbruchsstelle für diese glimmerreichen Tuffe kann innerhalb der C.-del-Y. gesucht werden.

Die Bandbreite der Einschlüsse (Kap.4.1.4) in den alkalireichen Ganggesteinen gibt Einblick in die liegenden Plutonite. Es können biotitisierte Pyroxenite, Essexite, Syenite bis Monzonite nachgewiesen werden, wobei die pyroxenitischen Einschlüsse aus der NW Ringstruktur der C.-del-Y. stammen, während die essexitischen bis monzodioritischen Einschlüsse aus dem Randbereich der C.-del-Y. stammen, z. B. aus den Pyroxentrachyten des Cerro-Capitindy.

3.4.3.6 Die Sonderformen (Strahlsteine und Brekzien)

Unter Sonderformen wurden auffällige Gesteine zusammengefasst, die sich unter den bisher beschriebenen Gesteinen nicht einordnen ließen. Dazu gehören verschiedene Arten von Brekzien und auch bisher aus der C.-del-Y. noch nicht beschrieben strahlsteinartige Gesteine.

Die grob- bis mittelkörnigen Strahlsteine (Tafel 6, Fig.10) können innerhalb der C.-del-Y. an zwei Stellen als m^3 große Brocken angetroffen werden. Einmal innerhalb der NW-Ringstruktur der C.-del-Y. (s. geol. Karte), in etwa im Kontaktbereich zwischen tholeiitischen Basalten und Alkaliintrusivgesteinen; zum anderen weiter südlich, am Rand des die C.-del-Y. von E nach W querenden Weges zwischen Ita-Azul und Polilla.

Bei den Strahlsteinen handelt es sich um rotbraune, gefleckte Magmatite, die durch z. T. garbenförmig angeordnete, bis 4 cm lange Klinopyroxennadeln gekennzeichnet sind. Diese Pyroxene sind mit kleinen opaken Erzkörnchen und weißen und rosafarbenen Feldspatleisten verwachsen. Die Strahlsteine sind sehr K-reiche Diabase (genauer: grobkörnig auskristallisierte HPT-Basalte) von geochemisch andesibasaltischer bis trachybasaltischer (nach den Kriterien von DELAROCHE ET AL. 1980; bzw. ZANETTIN 1984) bzw. von alkalibasaltischer (nach den Kriterien von MACDONALD & KATSURA 1964) Zusammensetzung. Die Sprossung der Klinopyroxene und die Verdrängung des Plagioklases durch Kalifeldspat und auch die Rotfärbung durch fein verteilte Hämatitschüppchen sind charakteristische Merkmale. Das extreme Wachstum der Klinopyroxene in Richtung der c-Achse und der Kalifeldspatreichtum können als Folge einer kontaktmetamorphen Überprägung von Basalten durch intru-

Tafel 6

Fig. 1: Lamproitischer Phonolith (Probe 13 b) mit syenodioritischem Xenolith. MOPC-Steinbruch bei Zorilla-Cue. Legit: LIPPOLT 1985.

Fig. 2: Foidsyenitporphyr (P) wird von Tephrit (T) intrudiert und dieser wiederum von leukokraten, trachytischen Schmelzen (Tr). Dieses Handstück vom Mbocayaty-Steinbruch belegt den heterogenen Charakter der K-betonten Alkalimagmatite und zeigt das Neben- und Durcheinander der verschiedenen Varietäten auf kleinstem Raum. Allein dieses Handstück zeigt, daß mehrfache Magmenintrusion, Magmenmischung und Metasomatose zur Erklärung der K-betonten Alkalimagmatite von Ostparaguay in Betracht gezogen werden müssen. Aufgelassener Steinbruch am N-Ende von Mbocayaty.

Fig. 3: Porphyrischer Trachyt (Probe 17 c) mit Fluidaltextur, erkenntlich an den weißen Alkalifeldspäten. Rundlicher, mafischer, glimmerpyroxenitischer Einschluß (P) mit weißen Alkalifeldspat- und Zeolithauskristalliten. NW-Ringstruktur der C.-del-Y., Ganggestein, ca. 1,2 km SE des Cerro-Mainumby.

Fig. 4: Glimmermonchiquit (Probe S 1 gr) mit phlogopitischen Biotitgroßkristallen (B). Steinbruch am Cerro-Santo-Tomas bei Paraguari.

Fig. 5: Glimmermonchiquit (Probe S 1 f) mit dunklen Pyroxen- und Biotiteinsprenglingen und leukokraten Ocelli (O). Aufschluß wie bei Fig. 3..

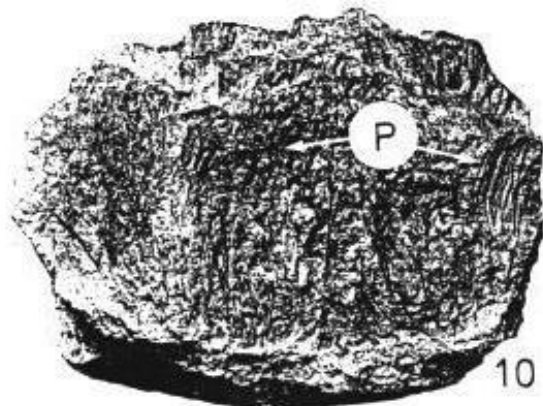
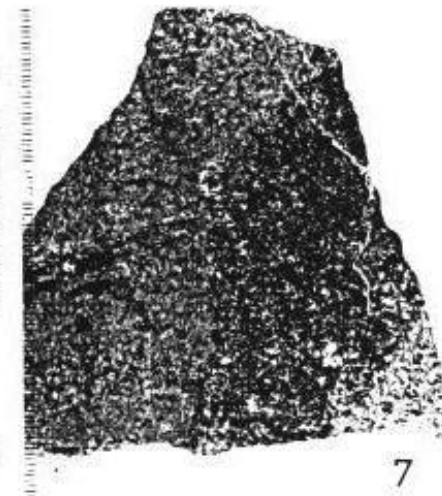
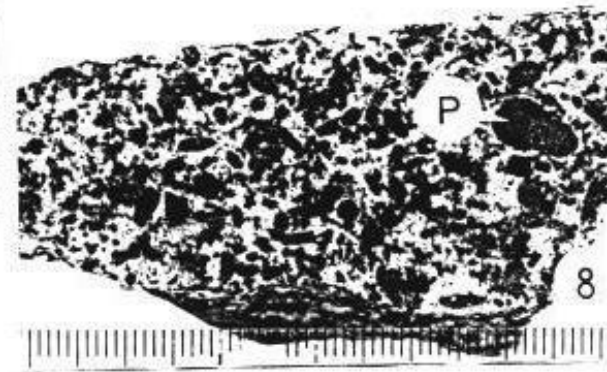
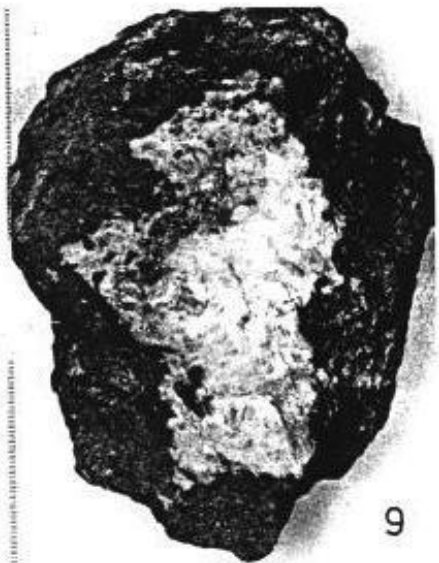
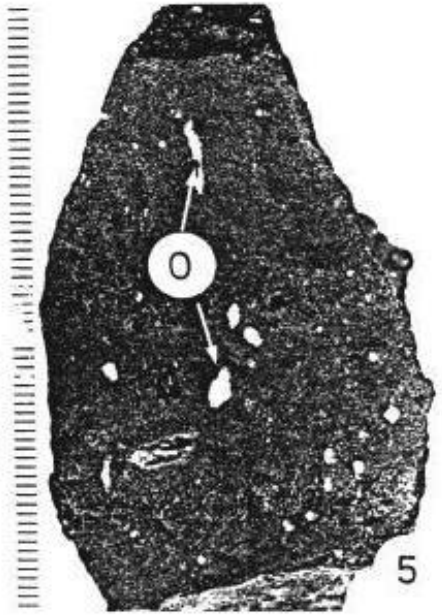
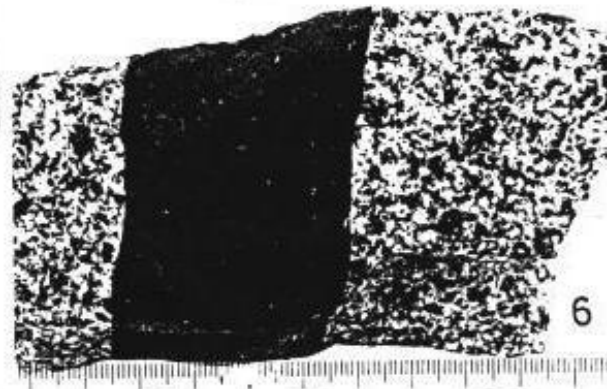
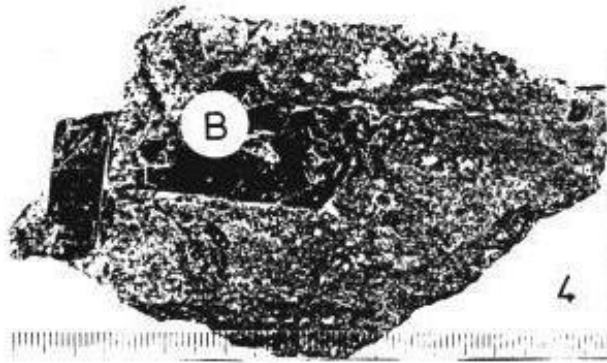
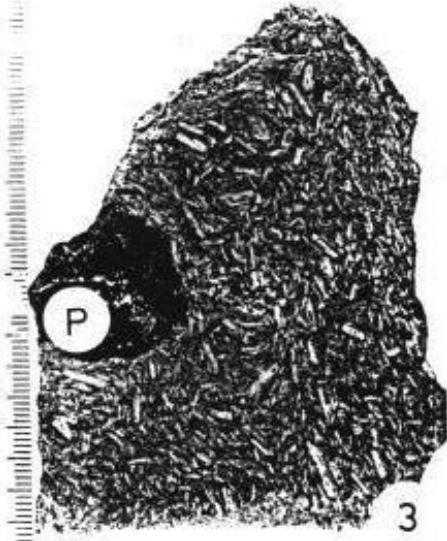
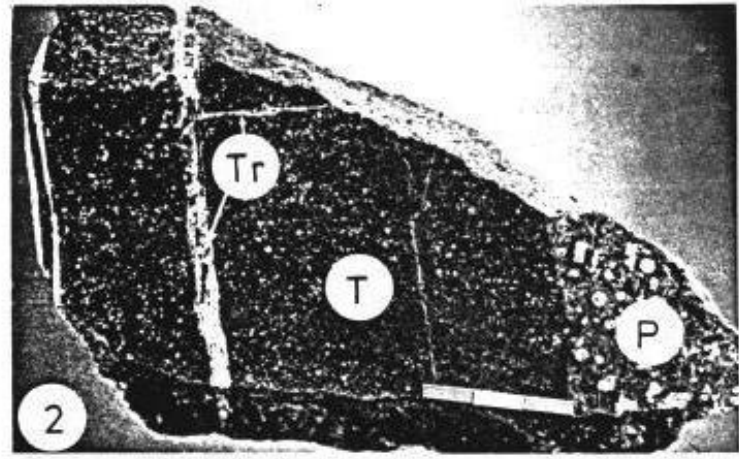
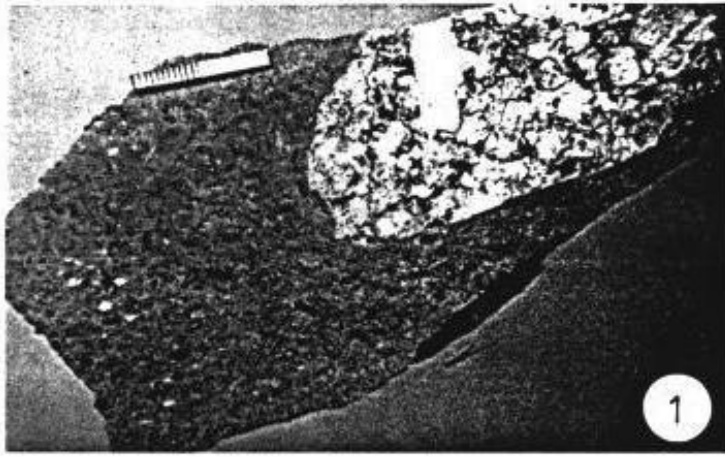
Fig. 6: Foidsyenit (Probe A 7) wird von dunklem, basaltischem Gängchen (Pseudorhyolith, Probe A 7 a) durchschlagen. Steinbruch bei Agua-Pety-Porton.

Fig. 7: Foidsyenit mit mafischem Xenolith (Syenogabbro) und Zeolith- und Alkalifeldspatabscheidungen auf Rissen. NW-Ringstruktur der C.-del-Y.

Fig. 8: Malignit (Probe 25) mit korrodierten Pyroxengroßkristallen (P). Aufschluß am Cerro-Km-23 bei R.-G.-de-Santa-Cruz.

Fig. 9: Lamproitischer Phonolith (Probe 13 b) mit Karbonateinschluß (Probe "Kalzit" der Sr-Isotopenuntersuchungen). MOPC-Steinbruch in der C.-del-Y..

Fig. 10: Strahlstein (Probe 109) mit nadeligen bis stengeligen Klinopyroxenen (P), teilweise als büschelartige Aggregate ausgebildet. 300 m SW des MOPC-Steinbruches in der C.-del-Y..



dierende Alkaliintrusivgesteine gedeutet werden. Es ist anzumerken, daß sowohl im Hangenden wie auch im Liegenden der aphanitischen Basalte der C.-del-Y. kalifeldspatreiche, porphyrische Basalte (Diabase) vorkommen. Die porphyrischen, alkalifeldspatreichen Basalte der C.-del-Y. sind jünger als die Tholeiitbasalte und nehmen eine vermittelnde Stellung zwischen Alkaliintrusiva und Basalten ein, sowohl hinsichtlich ihrer geologischen Stellung als ihrer zeitlichen Einordnung. Nach ihren geochemischen Befunden gehören diese Gesteine (Proben 108, 109, Y 1) aber eindeutig zu den Basalten (Kap.4.3).

Dort, wo Alkalimagmatite in der NW-Ringstruktur der C.-del-Y. die Basalte durchschlagen haben, können auch typische Brekzien des Kontaktbereiches gesammelt werden (s. geol. Kte.). Eckige, leicht alterierte ("vergrünte") Basaltbruchstücke schwimmen in einer trachyphonolithischen Matrix, auch Bruchstücke von älteren leukokraten Ganggesteinen und einzelne Bruchstücke von tonigen Sedimenten der Pañetey-Formation (?) wurden mitgerissen. Diese Brekzien (Tafel 4, Fig.4) entstammen dem unmittelbaren Kontaktbereich Basalt - Alkaliintrusivgestein.

Eine Subintrusivbrekzie tritt auch am E-Rand des Mbocayaty-Intrusivstockes auf. Es stehen lila- bis braunfarbene Brekzien an. In einer feinkörnigen, z. T. auch blasigen Matrix schwimmen Bruchstücke von Sedimenten (tonige und sandige Sedimente der Independencia-Gruppe) und alkalireichen Tiefengesteinen. Auch eine Mandelführung (Zeolith, Karbonat und grüne Schichtgitterminerale) kann beobachtet werden. Dies deutet auf eine oberflächennahe Erstarrung dieser Melange hin. Ähnliche Subintrusivbrekzien mit einem größeren Anteil an Sedimentbruchstücken werden auch am Kontakt mächtiger glimmerporphyrischer Phonolithgänge zu umgebenden Sedimenten angetroffen, so z. B. am "Sandberg-Aufschluß".

Eine weitere Sonderform stellt die schon vom Cerro-Muy-Muy beschriebene Brekzienlage an der Stirnseite einer Basaltfront dar. Hier hat extrudierender Basalt Bruchstücke von Sandsteinen aufgenommen, teilweise angelöst und verfrachtet (Kap.3.4.3.5.1).

3.4.3.7 Die geologische und paläogeographische Entwicklung der Cordillera-del-Ybytyruzú

Älteste Sedimente innerhalb des Arbeitsgebietes sind klastische Ablagerungen der permischen Independencia-Gruppe. Deren tiefen Lagen bestehen aus Kalkareniten, Tonsteinen mit Silt-Sandstein-

linsen und verkieselten Oolithbänken der Pañetey-Formation. Diese regressive Sequenz wurde im neritischen, strandnahen (lagunären) Bereich eines sich zurückziehenden Meeres (großer See ?) abgelagert. Die hangenden klastischen Sedimente der Ybytyruzú-Formation können als Ablagerungen eines progradierenden Deltas (Terezina-Prodelta des Paranábeckens) interpretiert werden. In der Überflutungsebene wurden sandige bis arkosige Sedimente abgelagert, flache Stillwasserbereiche wurden zu Auffangbecken für die Tontrübe. Landnahe Auftauchbereiche könnten Standort der typischen Ybytyruzú-Flora (HERBST 1972 ff.) gewesen sein (oberes Perm). Ständig wasserbedeckte Bereiche waren Ansiedlungsbereich einer artenarmen Fauna.

Mit den sandigen Ablagerungen der Misiones-Formation (Jura bis Kreide, eventuell sind tiefe Lagen als Piramboia-Äquivalent (Trias bis Jura, auf der brasilianischen Seite des Paranábeckens werden Piramboia und Botucatu Sandsteine schon als "Piro-catu"-Formation diskutiert, pers. Mitt. A.-M. Clerici, 1986) anzusprechen) werden die liegenden Sedimente zugeschüttet. Mächtige Rinnensande schneiden sich in das Liegende ein (Salto-Fazies), bzw. sind Vorläufer der eigentlichen Misiones-Sandsteine. Der Umschwung zu rein kontinentaler Sedimentation unter ariden Klimabedingungen tritt ein. Die hangenden Partien der Misiones-Sandsteine sind festländische, unter fluviatilen und äolischen Bedingungen abgelagerte Sande (Botucatu-Wüste).

Mit dem verstärkten Einsetzen der Sedimentation der Misiones-Sandsteine kommt es auch zu tektonischen Bewegungen (Riftingprozesse im Zusammenhang mit der Öffnung des Südatlantiks). Auf NW- und NE-streichenden Störungen dringt basaltisches Magma auf (Jura bis Kreide). Das Magma schiebt sich oberflächennah als Lagergänge in die Sedimentabfolge ein und breitet sich in mehreren Decken über den Rotsedimenten der Misiones-Formation aus. Noch während des Aufdringens der basaltischen Magmen werden sehr K-reiche Magmen auf tektonisch bevorzugten Stellen injiziert. Die K-reichen Magmen bleiben als Subintrusivkörper in den Sedimenten oder auch in den Basalten stecken und interagieren auch mit dem - noch "warmen" - Basalt. Leukokrater und SiO₂-reichere Magmenschübe dringen gangförmig auf, auch eine effusive Phase ist nachgewiesen.

Mit dem Ausklingen des basaltischen und K-reichen Magmatismus (Kreide) in und um die C.-del-Y. endet die geologisch belegbare Aktivität in dieser Region.

Erst in geologisch jüngster Zeit wird der Ybytyruzú-Block wieder herausgehoben und wird als steil aus der Ebene herausragender Alkali-Subintrusiv-Komplex der exogenen Dynamik ausgesetzt.

3.4.3.8 Lagerstättenkundliche Aussagen

Lagerstätten sind natürliche Anreicherungen nutzbarer Gesteine und Minerale in der Erdkruste, die unter gegebenen Bedingungen abbauwürdig sind. Zwei Gruppen von Lagerstätten (bzw. Vorkommen, wie man unbedeutende, aber wirtschaftlich gewinnbare Lagerstätten nennen kann) können im Arbeitsgebiet unterschieden werden :

1. Lagerstätten der Steine und Erden
2. Vorkommen von Erzen und Elementanreicherungen

3.4.3.8.1 Steine und Erden

Bisher wurden in der C.-del-Y., am Cerro-Santo-Tomas bei Paraguarí, bei Agua-Pety-Porton und bei Caaguazú Alkaliintrusivgesteine oder dichte, schwarze Basalte in Steinbrüchen abgebaut.

Basalt in Schotterqualität ist in der nordwestlichen C.-del-Y. reichlich vorhanden. Alle schwarzen, dichten Basalte der C.-del-Y. sind theoretisch gewinnbar, weniger geeignet sind die blasenreichen Basalte aus den Hangendlagen der C.-del-Y. (> 450 m) und tiefgründig verwitterte Basalte.

Zu den abbauwürdigen Alkaliintrusivgesteins-Vorkommen können die Vorkommen am Cerro-Km-23 und am Cerro-Nandu-Cua bei R.-G.-de-Santa-Cruz gerechnet werden. Beide Vorkommen liefern frisches, dichtes Gestein, welches für Schottermaterial und zu Ornamentzwecken verwendet werden kann. Zudem können beide Lokalitäten für dortige Verhältnisse bequem angefahren werden. Besonders im Zuge des Ausbaus der Straße von Villarrica nach Numi gewinnen diese Vorkommen an Bedeutung.

Plattensandstein der Misiones-Formation steht am W-Rand der C.-del-Y.. an (Cerro-Santa-Helena, Tororó). Für Ornamentzwecke ausgezeichnet verwendbare Vorkommen (dünnplattig, verkieselt, marmoriert) sind am NW Rand der C.-del-Y. in etwa auf 250 bis 300 m-Höhe gewinnbar (einzelne kleine Steinbrüche sind in Betrieb). Zu ähnlichen Gebrauchszwecken können die Säulensandsteine gewonnen werden. Zahlreiche Vorkommen könnten ausgebeutet werden, haben aber nur begrenzte Vorräte.

Gut sortierte, reine Quarzsande sind der C.-del-Y. im W als Schwemmfächer in der Ebene von Villarrica vorgelagert. Es handelt sich um Ausschwemmungen und Verwitterungsprodukte der Sandsteine

der C.-del-Y. Die Sandfächer haben geringe (bis 4 m) und stark schwankende Mächtigkeiten, sind aber leicht zu gewinnen und eignen sich als Bausand, Zuschlagsstoffe und eventuell als Grundmaterial für die Glasindustrie.

In den sumpfigen Niederungen außerhalb der C.-del-Y. und der vorgelagerten Sandschwemmfächer findet sich lokal ein schwarzer, zäher Lehm, bevorzugt im Stauwasserbereich. Dieser Lehm wird örtlich zur Ziegelherstellung (bei Melgarejo) gewonnen. Zahlreiche, aber mengenmäßig begrenzte Vorkommen stehen noch zur Verfügung.

An einigen Stellen steht ein mürbes, glimmerreiches Gestein (verwitterter lamproitischer Phonolith) mit Mächtigkeiten bis 10 m an (am "Sandberg vor Pañetey, am N-Hang der C.-del-Y.). Glimmer (Biotit, Phlogopit, Vermiculit?) ist bis etwa 10 Vol.-% lokal vertreten und könnte durch Flotation leicht gewonnen werden, der Residuallehm hat plastische Eigenschaften und ist K- und P-reich, und somit ein ausgezeichneter Bodenverbesserer.

In diesem Zusammenhang soll auch erwähnt werden, daß die glimmerreichen Gesteine ein gewisses Potential als Diamantmuttergestein besitzen. Echte Kimberlite wurden noch nicht gefunden, jedoch z. B. die Glimmermonchiquite des Cerro-Santo-Tomas. Solche Gesteine gelten als diamanthöfzig (DAWSON 1983). In Fluß- und Bachläufen in der Nähe von solchen basischen Alkaliintrusivgesteinen sei neben der möglichen Diamantführung auch auf Saphir hingewiesen. SCHEIBE (1983) berichtet von solchen Funden, zusammen mit Zirkon, Granat, Ilmenit und Pyroxen, aus einer "kimberlitischen Brekzie" von Lages/Brasilien. Die Alkaligesteinsvorkommen des Lages-Distriktes in Santa-Catarina/Brasilien besitzen eine ähnliche geotektonische Stellung am Rande des Paranábeckens (E-Rand) wie die C.-del-Y. und weitere Alkaliintrusivkomplexe. Trachytische, phonolithische und syenitische Gesteine besitzen eine große Ähnlichkeit mit den Gesteinen der C.-del-Y., daneben kommen noch Karbonatite, Melilitite und Ijolithe vor (SCHEIBE ET AL. in prep.).

Vereinzelt haben brasilianische Garimpeiros die Bachläufe der C.-del-Y. auf Edelsteine bemustert, sind aber nicht fündig geworden.

Zum Schluß sei noch auf das Vorkommen fossilen Holzes und fossilen Harzes ("Ta-Pyta" in der Guarani-Sprache; deutsch: Rotes Feuer) am W-Rand der C.-del-Y. hingewiesen. Lokal kann dieses Material gewonnen werden und für die Schmuckstein- oder Souvenirindustrie verwendet werden.

Auf Kohlenwasserstoffe besteht innerhalb der grabenartigen, E - W streichenden Struktur, in der die Alkalimagmatitvorkommen der

Guairá-Paraguarí-Provinz aufsetzen, eine gewisse Höffigkeit (z. B. bei Tavai; Mitt. der PECTEN-SHELL in Houston). Negative Parameter sind jedoch das Fehlen ausgedehnter Erdölmuttergesteine (z. B. der Irati-Schiefer des E-Paranábeckens) und auch die zahlreichen alkalimagmatischen und basaltischen Gänge. Positive Parameter sind die grabenartige Struktur mit einem erhöhten geothermischen Gradienten (?), das Vorhandensein von Erdölspeichergestein und von möglichen tektonischen und faziellen Fallen.

3.4.3.8.2 Erz- und Elementanreicherungen

Opake Erzminerale sind Hauptbestandteile sowohl der Basalte wie der Alkalimagmatite. Eine systematische Untersuchung der opaken Erzanteile wie auch der sonstigen Schwerminerale steht noch aus. Magnetit, Ti-Magnetit und Ilmenit sowie deren Alterationsprodukte sind die überwiegenden Erzminerale. Daneben können Fe-, Ni-, Co- und Cu-Sulfide und auch Cr-haltige Erzminerale in den Basalten und den Alkalimagmatiten vermutet werden. Im Liegenden der Basalte der Kernbohrung bei Pto.-Pdte.-Stroessner tritt eine hydrothermale Vererzung auf, die Paragenese ist Quarz, Karbonat und Pyrit (und Cu-Kies?).

Auch in den feingebänderten parallelgeschichteten Sandsteinen der Garay-Fazies sind geringmächtige Schwermineralbänder eingelagert. Diese Schwermineralanreicherungen (Magnetit, Ilmenit u. a.) besitzen zwar ein gewisses ökonomisches Potential, ihr Wert liegt aber eher im Gebrauch für eine stratigraphische und petrologische Charakterisierung der Sandsteine.

Gediegenes Kupfer tritt als bis cm-lange Späne auf Haarrissen im Basalt auf, auch aus Drusenfüllungen wird aus der C.-del -Y. gediegenes Cu geschildert. ECKEL (1959) erwähnte noch Cu-Karbonat aus Drusenfüllungen von Basalten aus dem paraguayischen Teil des Paranábeckens. Bemerkenswert ist weiter, daß der LPT-Tholeiit im unmittelbaren Hangenden der hydrothermalen Vererzung aus der Kernbohrung bei Pto.-Pdte.-Stroessner einen hohen Cu-Gehalt von 162 ppm aufweist, der darauffolgende Tholeiit (PS 3) hat dagegen nur knapp 40 ppm Cu, während der hangende Alkalibasalt (PS 1) 202 ppm Cu aufweist. Hohe Cu-Gehalte haben auch die Basalte der C.-del-Y., die in der Nähe von Alkalimagmatiten vorkommen (Probe 13, mit 295 ppm) bzw. merklich K- und Fe-reich sind (Probe 108 mit 296 ppm, Probe Y 1 mit 244 ppm).

Die Cu-Gehalte der untersuchten Basalte liegen zwischen 36 und 296 ppm. Dieser Variationsbereich entspricht dem von CORDANI & VANDOROS (1967) angegebenen Bereich zwischen 68 und 300 ppm,

Neben der lokalen Cu-Anreicherung in hydrothermal überprägten Basalten in der Nähe von Alkalimagmatiten soll auch auf die Au-Höflichkeit der trachytischen Gesteine hingewiesen werden, ebenso wie auf die erhöhten Gehalte der Alkalimagmatite für Nb, Zr und die SE (Abb.19b).

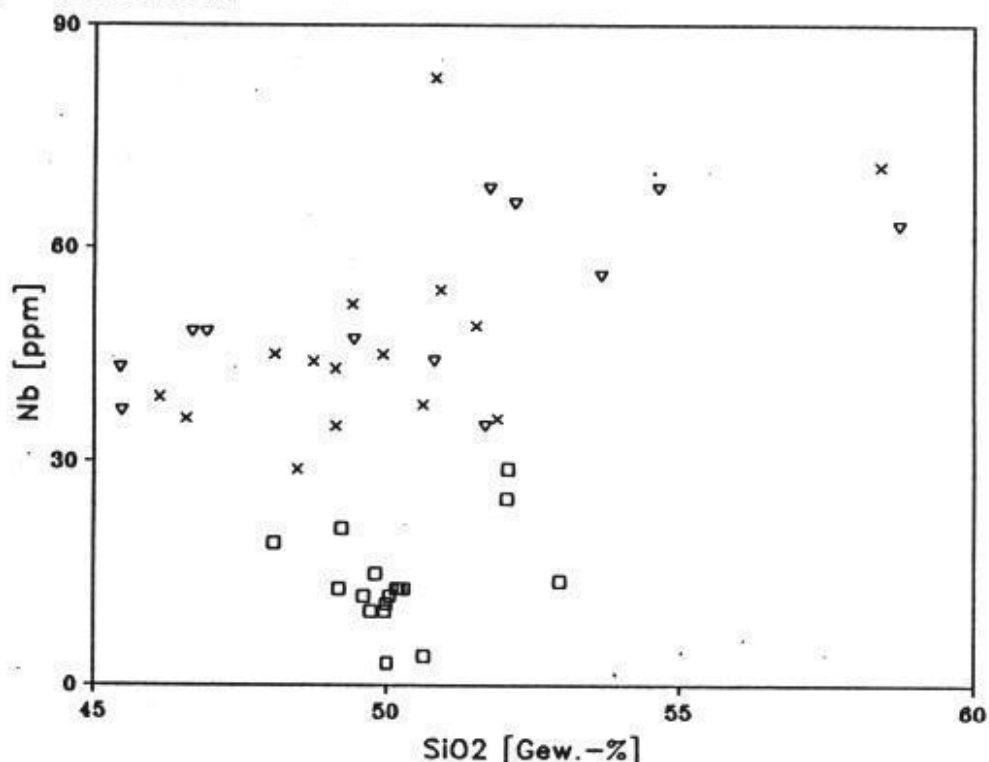


Abb.19b Nb-Gehalte (ppm) der Basalte und K-betonten Alkalimagmatite (Signaturen wie Abb.19a).

3.5 Repräsentative Vergleichsaufschlüsse und ihre Gesteine

Da die geologischen Rahmenbedingungen wie auch die petrographischen, geochemischen und vor allem die isotopengeochemischen Zusammensetzungen der jungphanerozoischer Magmatite in Paraguay noch unzureichend bekannt waren, wurden zu Vergleichsstudien zusätzliche Aufschlüsse bearbeitet (Abb. 1). Hierfür wurden Aufschlüsse geologisch aufgenommen und beprobt, wenn folgende Kriterien erfüllt waren:

1. Sehr gute Aufschlußverhältnisse.
2. Frische Gesteinsproben aus autochthonem Verband.
3. Repräsentative Gesteine der Geologie von Paraguay.

Ergebnisse dieser Vergleichsstudien aus dem alten kristallinen Sockel Ostparaguays sind bei BITSCHENE & LIPPOLT (1984a, c; 1986a; vgl. auch Kap. 1.4) wiedergegeben.

Proben einer Kernbohrung in den Deckenbasalten des Paranábeckens in der Nähe der Stadt Pto.-Pdte.-Stroessner (Abb.1) verdanke ich Herrn Ing. PEDRO GONZALEZ, damals Fa. Geoservice/Asunción nach Vermittlung durch Lic. DANIEL ALVARENGA.

Das Alkaliintrusiv-Vorkommen vier km E Paraguarí am Cerro-Santo-Tomas ist bekannt, so z.B. durch PUTZER (1962) und PALMIERI & ARRIBAS (1975).

Auf Aufschlüsse bei Caaguazú und Agua-Pety-Porton (Abb. 1) lenkte Dipl. Geol. Dr. FERNANDO WIENS meine Aufmerksamkeit. Geologische und petrographische Eckdaten zum Diabasgang bei Caaguazú lieferten ebenfalls F. WIENS (pers. Mitteilung) und GOLDSCHLAG (1913a, b).

In den folgenden Abschnitten werden Geologie, Petrographie, Geochemie, Isotopengeochemie und Altersstellung dieser Magmatite geschildert. Die ausführliche Beschreibung der Einzelminerale der Magmatite und die Genese der Magmatite werden zusammen mit den Ergebnissen aus der C.-del-Y. durchgeführt (Kap.4).

3.5.1 Die Kernbohrung in den Paranábasalten bei Pto.-Pdte.-Stroessner

Die Kernbohrung wurde 1982 bei Wassererschließungsarbeiten in der Nähe von Pto.-Pdte.-Stroessner von der Fa. Geoservice/Asunción niedergebracht. Es wurden 206 m Boden und Gestein durchörtert. Die Bohrung hat eine typische Abfolge von Deckenbasalten aus dem W-Teil des Paranábeckens auf paraguayischem Territorium durchsunken und wurde in den liegenden Misiones-Sandsteinen eingestellt. Insgesamt wurden 17 m Roterde, 177,20 m Basalt der Alto-Paraná-Formation und 11,80 m roter Sandstein der Misiones-Formation durchfahren (Abb.20). Der Kontakt zwischen Sandstein und Basalt erwies sich als tektonischer Natur.

3.5.1.1 Geologisches Auftreten

Basalt wurde in sieben konkordant übereinanderliegenden Lagen angetroffen. Der hangende Residuallehm (Roterde) wurde der Einfachheit halber als eigene Lage gezählt. Die beiden (?) untersten

Basalteinheiten sind brekziert und unvollständig. Nur die Basaltlagen C bis E können als vollständig erhaltene Basaltlagen angesehen werden (Abb.20). Die einzelnen Lagen sind zwischen 9,60 m (Lage F) und 63,00 m (Lage D) mächtig. Frischer Basalt ist von tiefschwarzer Farbe, alterierter Basalt erscheint in allen möglichen Rottönen.

Bestand ein längerer Hiatus zwischen einzelnen Basaltergüssen, so sind die liegenden dm einer Basaltlage als feingeschichtete Letten (Paläoboden oder Flachwassersediment oder verwitterter Basalttöuff ?) ausgebildet, beispielsweise bei m 27,40 bis 27,90.

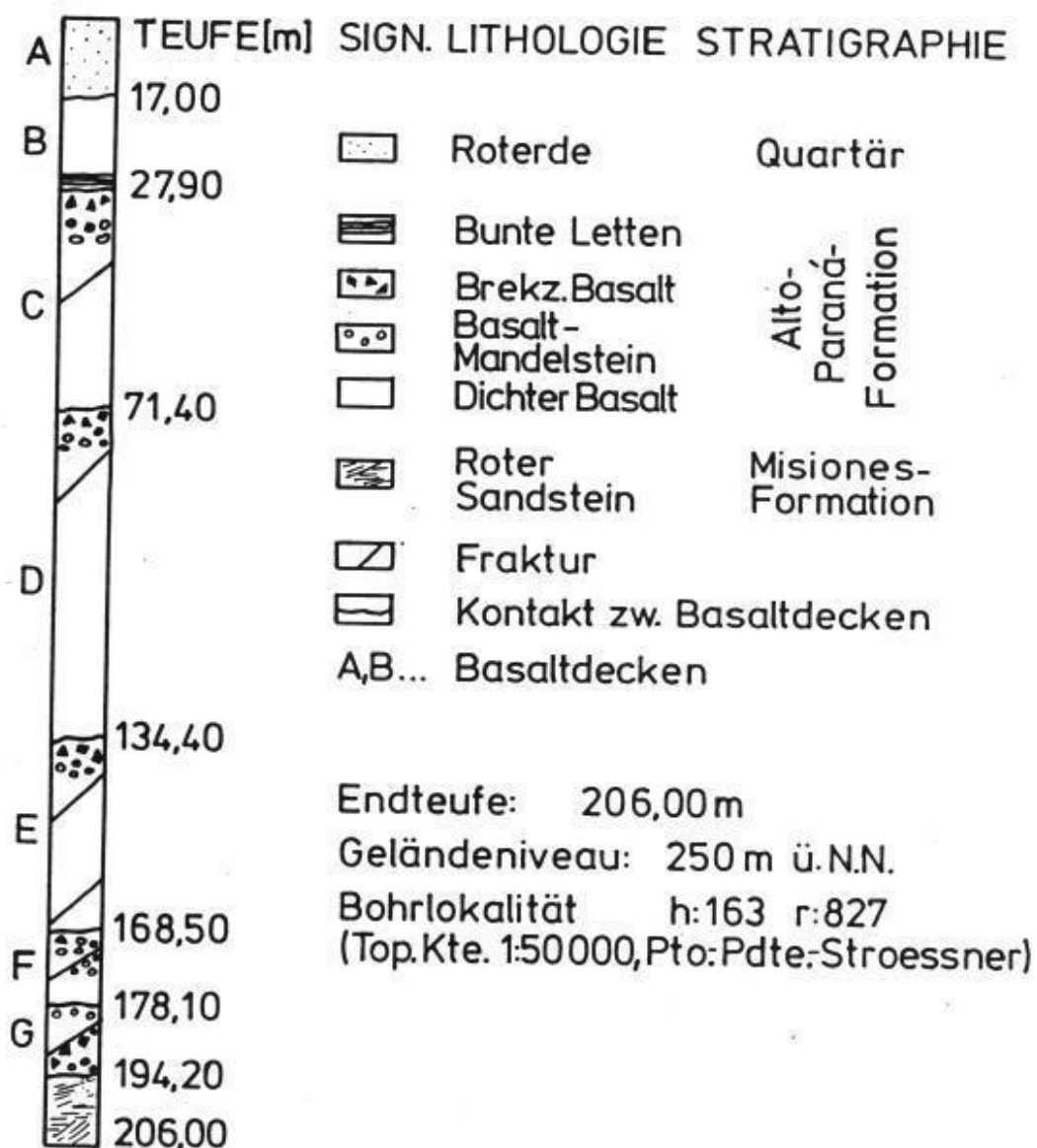


Abb.20 Die Kernbohrung in den Paranábasalten bei Pto.-Pdte.-Stroessner.

Eine komplette Deckenbasaltlage des W-Teils des Paranábeckens besteht aus 3 ineinander übergehende Einheiten (z. B. Lage C). Die oberste Einheit besteht aus tonigen Alterationsprodukten des Basaltes mit einzelnen Bruchstücken desselben und aus brekziertem Basalt, teilweise mit Quarz oder Karbonat verkittet, teils mit Sediment verfüllt. Darunter folgt als zweite Einheit der Basaltmandelstein. Die mit Quarz, Karbonat, grünlichen Schichtgittermineralen und Zeolithen ausgefüllten Basaltmandeln haben einen Durchmesser von 1 bis 3 cm. Sie nehmen nach unten an Zahl ab und an Größe zu. Ausgelängte Mandeln vermitteln den Eindruck einer Fluidaltextur. Über die verschiedenen Minerale der Drusenfüllungen der Paranábasalte informieren z. B. CORDANI & VANDOROS (1967). Als dritte und mächtigste Einheit einer Basaltdecke folgt der massige, dichte Basalt.

Weitere sekundäre Merkmale einzelner Basaltlagen sind deren Rotfärbung und die Brekzierung an Störungen, so z. B. in der untersten Basaltlage der Bohrung. Die basaltischen Brekzienstücke sind kaum alteriert. Als Füllmittel der Klüfte treten Karbonat, Quarz und Pyrit als hydrothermale Abscheidungen auf (Tafel 4, Fig.5). Die liegenden Sandsteine sind in den obersten cm gebleicht.

Die Gesteine der Kernbohrung bei Pto.-Pdte.-Stroessner sind als typische Basalte des Paranábeckens anzusehen. Die tieferen Lagen C bis F sind Tholeiite (Olivinbasalte und Tholeiite nach DELAROCHE ET AL. 1980), während der hangende Basalt der Lage B ein Alkalibasalt ist.

3.5.1.2 Petrographie

Die bearbeiteten Basalte zeigen in den Dünnschliffen (PS 1 bis PS 7) ein porphyrisches bis ophitisches Gefüge. Bei deutlich ausgeprägter glasiger Mesostasis sind Übergänge zu hyaloophtischen Strukturen zu konstatieren. Der Mineralbestand der Basalte ist: Augit, \pm Pigeonit, Plagioklas (Labradorit, mit Ab-reicheren Randbereichen), Magnetit und sekundäre Fe-Erze, Alkalifeldspat, Olivinumwandlungen (Fe-Erz, Serpentin, Smektit(?), Chlorit(?) und Quarz), Apatit, grüne und braune Schichtgitterminerale. Alteriertes, bräunliches Glas findet sich auf Zwickeln. Seltene Bestandteile sind Biotit und ein tiefblaues, leicht pleochroitisches und hoch lichtbrechendes Mineral, eventuell ein Alkali amphibol (kleiner 50 μ m). Auf Rissen und Klüften alterierter Basalte wird eine Paragenese aus Quarz/Chalzedon, Epidot, Serizit/Chlorit, Fe-Erz und Karbonat beobachtet. Karbonat ist besonders dort ausgebildet, wo etwa 200 μ m breite Gängchen die An-reichen Kernbereiche von Plagioklas durchschlagen.

3.5.1.3 Geochemie und Isotopengeochemie

Zur Analyse der Haupt- und Spurenelemente wurden drei Proben ausgewählt (PS 1, PS 3, PS 7). PS 1 stammt aus der obersten Basaltlage B, PS 3 aus der darunterliegenden Basaltlage C und PS 7 aus der Basaltlage E.

Die Gehalte dieser Gesteine an Haupt- und Spurenelementen erwiesen sich als typisch für Paranásalste (vgl. LEINZ 1949, BELLINI ET AL. 1983 ff.).

Nach der Klassifikation im R1/R2-Diagramm nach DE LA ROCHE ET AL. (1980) fallen die Proben PS 3 und PS 7 in das Tholeiit- und Olivinbasaltfeld, PS 1 fällt in das Feld der Latiandesite. Nach der Einteilung von MACDONALD & KATSURA (1964) gehört PS 1 zu den Alkalibasalten, PS 3 und PS 7 sind Tholeiite. Im TAS-Diagramm nach ZANETTIN (1984) plotten die Basalte PS 3 und PS 7 in das Basalt-Feld, PS 1 in das Trachyandesit-Feld (Abb.23).

Der Basalt PS 7 hat nach dem M-Wert (52) den primitivsten geochemischen Charakter und zeigt hohe MgO- (7,45 %), Cr- (196 ppm) und Ni- (82 ppm) Gehalte und niedrige Gehalte an K₂O (0,27 %), TiO₂ (1,38 %), P₂O₅ (0,15 %) und Rb (8 ppm). Nach den P- und Ti-Gehalten gehört der Tholeiit PS 7 zu den LPT Basalten (Low-Phosphorus and -Titanium-B.) des Paranásbeckens. Der Tholeiit PS 3 hat niedrigere MgO-, Cr- und Ni-Gehalte und höhere K₂O-, TiO₂-, P₂O₅- und Rb-Gehalte als PS 7 (Tab 3). Demgegenüber hat der Alkalibasalt PS 1 niedrige Gehalte an MgO (3,05 %), Cr (31 ppm) und Ni (18 ppm), und einen hohen Gehalt an K₂O (2,26 %), TiO₂ (3,45 %), P₂O₅ (0,84 %) und Rb (54 ppm). Der Alkalibasalt PS 1 gehört zu den HPT-Basalten (High-Phosphorus and -Titanium) des Paranásbeckens.

HPT- und LPT-Basalte aus dem östlichen Paranásbecken wurden schon von MANTOVANI ET AL. (1985) beschrieben ohne daß deren Unterschiede in den P- und Ti- Gehalten genetisch erklärt werden konnten. Bemerkenswert ist, daß in der Bohrung bei Pto.-Pdte.-Stroessner HPT- und LPT-Basalte übereinander lagern.

Tab.3 Gehalte an ausgewählten Haupt- und Spurenelementen von drei Basalten der Bohrung bei Pto.-Pdte.-Stroessner.

	SiO ₂	TiO ₂	MgO	K ₂ O	P ₂ O ₅ (%)	Cr	Ni	Rb	Sr	Zr (ppm)
PS 7	50,01	1,38	7,45	0,27	0,15	196	82	8	236	93
PS 3	49,23	2,70	5,67	0,98	0,31	29	17	13	565	300
PS 1	52,07	3,45	3,05	2,26	0,84	31	18	54	512	379

Der Basalt PS 3 weist mit 0,023 von allen analysierten Gesteinen das niedrigste Rb/Sr-Verhältnis auf. Mit einem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Anfangsverhältnis 0,70593 (Tab.18) liegt das Gestein an der oberen Grenze für Abkömmlinge aus dem oberen Erdmantel. Das ist innerhalb des Variationsbereiches krustal nicht signifikant kontaminierter Basalte des Paranábeckens (MANTOVANI ET AL.1985; FODOR ET AL. 1985b). Der geochemisch primitive Basalt PS 7 hat mit 65 ppm den niedrigsten Gehalt an den SE von allen gemessenen Proben aus Paraguay. Das chondritnormierte SE-Spektrum (Abb.35a) verläuft kontinuierlich, die leichten SE sind nur geringfügig gegenüber den schweren SE angereichert ($(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{CN}} = 1,7$). Eine leichte negative Eu-Anomalie (Plagioklasfraktionierung) ist angedeutet. Das SE-Spektrum entspricht dem primitiver, wenig differenzierter CFB's.

3.5.1.4 Altersstellung und Vergleich

Vom Basalt PS 7 wurde ein TR-Präparat nach der K-Ar-Methode gemessen.

Tab.4 K-Ar-Alter eines TR-Präparates des Tholeiites PS 7.

Probe	Präp.	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ /g ccm STP	Luft-Ar (%)	Alter (Ma) $\pm 1 \sigma$
PS 7	TR	0,158	$0,8687 \cdot 10^{-6}$	59,6	$136,2 \pm 16,0$

Das TR-Alter kann als Extrusionsalter der Basaltlage E interpretiert werden. Dieses Ereignis fällt in den Grenzbereich untere Kreide/oberer Jura und markiert mit dem unterkretazischen Diabas von Caaguazú einen basaltischen, magmatischen Puls auf der W-Seite des Paranábeckens in Ostparaguay. Dieser magmatische Puls stimmt mit der Hauptaktivitätsphase basaltischen Vulkanismus' auf der E-Seite des Paranábeckens in Brasilien überein (AMARAL ET AL. 1966; SCHOBENHAUS ET AL. 1984).

3.5.2 Der Diabas bei Caaguazú/Agua-Rica

In einem Steinbruch südlich Caaguazú (Agua-Rica, Abb.1) ist ein frisches, körniges Gestein aufgeschlossen, bei dem schon makroskopisch weiße Plagioklasleisten (bis 0,5 cm-Länge) und schwarze Klinopyroxen- und Erzkristalle zu erkennen sind. Eine erste petrographische Beschreibung des Gesteines von Agua-Rica gab GOLDSCHLAG (1913a, b).

3.5.2.1 Geologisches Auftreten

Der lagergangförmige Diabas hat eine N-S Ausrichtung, ist in Sedimente der Independencia-Gruppe eingedrungen, fällt mit bis 5° nach E ein und hat eine ungefähre Mächtigkeit von 30 m (WIENS 1986, persönl. Mitt.).

3.5.2.2 Petrographie

Der Diabas (Probe 007) hat mikroskopisch eine ophitische bis ophitisch-intergranulare Struktur mit einem Mineralbestand von Augit, Pigeonit (?), Plagioklas, Magnetit, Apatit, Alkalifeldspat-Quarz Verwachsungen (auf Zwickelfüllungen zwischen Plagioklasleisten), Schichtgittermineralen und Fe-Hydroxiden. Biotit und auch Amphibol (Korngröße <100 µm) und grüne bis ockerfarbene Schichtgitterminerale (Ol-Pseudomorphosen?) verdrängen randlich die mafischen Minerale. Auch die granophyrischen Verwachsungen in den Zwickeln lassen auf eine eigene spätmagmatische Entwicklung schließen. Fe-, K-, OH- und CO₂-haltige Minerale sind spätmagmatische Bildungen und belegen eine durchaus von den tholeiitischen Flutbasalten verschiedene Auskristallisation des Diabases.

3.5.2.3 Geochemie und Isotopengeochemie

Der Chemismus nach den Haupt- und Spurenelementen ist charakteristisch für Diabase des Paranábeckens und kann mit dem Chemismus von Diabasen des östlichen Paranábeckens (COMIN-CHIARAMONTI ET AL. 1983) verglichen werden. Deren Genesemodell als Niedrigdruck-Differentiate basaltischer Magmen (COMIN-CHIARAMONTI ET AL. 1983) kann wohl auch für dieses Vorkommen übernommen werden. Nach der Klassifikation im R1/R2 Diagramm nach DELAROCHE ET AL. (1980) fällt der Diabas 007 in das Andesibasaltfeld, im K₂O + Na₂O/SiO₂ Diagramm nach MACDONALD & KATSURA (1964) liegt der Diabas im Tholeiitfeld. Das 007-Magma ist jedoch nach seinen Gehalten an den inkompatiblen Elementen K, Rb, Zr (Tab.5) zu den entwickelteren Basaltmagmen zu zählen.

Das chondritnormierte SE-Spektrum (Abb.35a) bestätigt den entwickelten Basaltchemismus. Die leichten SE sind gegenüber den schweren SE stärker angereichert als z. B. beim Tholeiit PS 7. Das (Ce/Yb)_{CN}-Verhältnis beträgt 3,5. Im SE-Spektrum ist außerdem eine negative Eu-Anomalie zu bemerken, die Fraktionierung von Plagioklas hat also schon eingesetzt (Niedrig-Druck-Fraktionierung; vgl. COMIN-CHIARAMONTI ET AL. 1983). Einfache Fraktionierungsprozesse eines primitiven Paranátholeiites (Probe PS 7 aus der Kernbohrung bei Pto.-Pdte.-Stroessner) führen nicht zu

dem Magma des Andesibasaltes 007.

Tab.5 Gehalte an ausgesuchten Hauptelementen (Gew.-%) und Spurenelementen (ppm) des Diabases von Caaguazú.

Probe	SiO ₂	TiO ₂	MgO	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr	Ni	Sr	Rb	Zr
007	52,96	2,72	3,56	1,36	0,37	51	29	253	37	262

Mit einem Rb/Sr-Elementverhältnis von 0,146 und einem Alter von rd. 130 Ma kann das heute gemessene ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis von 0,70686 ± 0,00002 auf einen ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Anfangswert von 0,70608 zurückgerechnet werden. Dieser Wert liegt an der obersten Grenze für krystal nicht signifikant kontaminierte Basalte des Paranábeckens, die ihren Ursprung im oberen Mantel haben (vgl. MANTOVA-NI ET AL. 1985).

3.5.2.4 Altersstellung und Vergleich

Körnigkeit und Frische des Gesteins erlaubten es, neben dem konventionellen TR-Präparat ein Plagioklaspräparat für isotopische Altersbestimmungen nach der K-Ar Methode herzustellen.

Tab.6 K-Ar-Alter eines TR- und eines Plagioklaspräparates des Andesibasaltes 007.

Probe	Präp.	K %	⁴⁰ Ar _{rad} /g ccm STP	Luft-Ar (%)	Alter (Ma) ± 1 σ
007	TR	0,475	0,2521 * 10 ⁻⁵	26,3	131,6 ± 6,0
007	Plag.	0,410	0,2128 * 10 ⁻⁵	20,6	128,8 ± 5,0

Die K-Ar-Alter von TR- und Plagioklaspräparat stimmen innerhalb ihrer 1 σ-Fehler überein und datieren den Zeitpunkt der Intrusion und Erstarrung des Magmas. Die Platznahme des Diabases von Caaguazú ist in die untere Kreide zu stellen und koinzidiert mit der Hauptphase der Extrusion der Paranáflutbasalte wie auch mit der Intrusion der Alkalimagmatite der Guairá-Paraguarí-Provinz in Ostparaguay. Darüber hinaus kann gezeigt werden, daß TR- und Plagioklaspräparat eines Diabases vom W-Rand des Paranábeckens koncordante K-Ar Alter geben. Gleiches konnten AMARAL ET AL. (1966) bei Diabasen am E-Rand des Paranábeckens feststellen.

3.5.3 Das Alkaliintrusivgesteins-Vorkommen bei Agua-Pety-Porton

Das Vorkommen liegt etwa in der Mitte zwischen den Städten Cnel.-Oviedo und Villarrica, knapp 500 m E der Hauptverkehrsstraße (Abb. 1). Es ragt als konischer Hügel mit ca. 200 m Durchmesser ca. 60 m aus der Ebene. Umgebende Gesteine sind Sedimente der Cerro-Corá-Gruppe(?). Das Vorkommen war 1983 zu mehr als 50% abgebaut (Tafel 5, Fig.8).

3.5.3.1 Geologisches Auftreten

Der Subintrusivkörper besteht aus homogenen, mittel- bis grobkörnigen (mm- bis cm-Durchmesser der Minerale) quarzfreien, syenitischen bis syenodioritischen Gesteinen, die mehr oder minder stark foidführend sind. Im Zentrum des Intrusivkörpers drängen auf Spalten dunkle, alkalibasaltische, porphyrische Ganggesteine und dunkle, quarzreiche, feinkörnige Gesteine ein (Tafel 6, Fig.6). Diese Ganggesteine sind bis maximal 3 m-mächtig und keilen zum Hangenden hin aus. Als Intrusionsbahnen benutzten sie engscharige NW- (110° - 120°) und NE- (65° - 80°)-streichende Klüfte. Das Hauptklüftmuster des Plutonits ist jedoch ähnlich der Granitklüftung mit senkrecht aufeinander stehenden weitmaschigen Vertikal- und Horizontalklüften. Der Kontakt der schwarzen, oft apophysenartigen Ganggesteine zum Wirtsgestein ist bei geringer Gangmächtigkeit sehr scharf und abrupt (Tafel 6, Fig.6). Bei mächtigeren, zentralen Gängen ist der Kontaktbereich zum Plutonit zerschert, mylonitisiert und rötlich-violett gefärbt.

3.5.3.2 Petrographie

Die Plutonite von Agua-Pety-Porton sind alkalireiche Lusitanite, Foidsyenite und Essexite, mafische Varietäten leiten zu Maligniten und Shonkiniten über. Die massigen, homogenen Varietäten haben ein leicht porphyrisches Gefüge, hervorgerufen durch bis 2 cm-lange, schwarze cpx-Kristalle in einer weißen, feldspat- und foidreichen Matrix. In schlierigen Partien des Vorkommens tauchen auch dunklere, feinkörnigere Gesteinsfazien (Tafel 6, Fig.6) auf, die als (gangförmige?) Alkalibasalte (Tephrite) angesprochen werden. Leukokratere und gröberkristalline Ganggesteine sind Foidsyenit- bis Malignit-Porphyre.

Der Mineralbestand der Plutonite ist Olivin, Apatit, Ti-Augit mit Ägirinaugitrand, Diopsid-Augit, Ti-Magnetit mit typischem Biotit-

saum, Biotit, Amphibol, Titanit, Alkalifeldspat, Plagioklas, Sodolith, Nephelin, Cancrinit ?, Zeolith, Serpentin, Alkalifeldspat/Foidverwachsungen, Chlorit, Fluorit (?), Karbonat, Fe-Hydroxide und Oxide.

Die früheste Kristallisationsparagenese umfasst Olivin, Ti-Augit und diopsidischer Augit, Apatit und Ti-Magnetit. Das alkalireiche Residualmagma produzierte die homoaxialen Aegirinaugitanwachssäumen und die Biotitumwachungen des Ti-Magnetits. Auch die idiomorphe Na-Foid-, Plagioklas-, Alkalifeldspat-, Biotit- und Amphibolentwicklung gehört in dieses Kristallisationsstadium. Eine finale Auskristallisation aus der wässrigen, Na-betonten Restphase ist durch faseriges und stengeliges und skelettartiges Mineralwachstum (Aegirin, Zeolith, sek. Schichtgitterminerale) gekennzeichnet. Das Wachstum der Minerale in nur eine einzige, kristallographisch bevorzugte Richtung kann als Anzeiger für schnelle Abkühlung des Na- und OH-reichen Residualmagmas im unmittelbaren Subintrusivstadium angesehen werden. Einer idiomorphen Mafitenauskristallisation folgte also eine K-betonte hypidiomorphe Auskristallisationsphase und dieser eine Na- und OH-betonte hypidiomorph-xenomorphe Auskristallisationsphase. Dabei scheint eine primäre Foidphase in verfingerter Alkalifeldspat / Foid / Zeolith-Verwachsungen zu zerfallen. Dieses mineralogisch-kristallographische Phänomen (Hydronephelit-, Pseudoleuzitproblem) beschrieb schon ECKEL (1959) und ist typisch für die Verwachsungsbedingungen zwischen K-Feldspat und Na-Foid in den bearbeiteten Alkaliintrusivgesteins-Vorkommen.

Die nach dem makroskopischen Erscheinungsbild schwarzen, basaltischen (Tafel 6, Fig. 6), nach dem Chemismus rhyolithischen Ganggesteine (Probe A 7a) bestehen petrographisch aus Quarzeinsprenglingen in einer mikrokristallinen Matrix, die z. T. bräunlichglasisch ausgebildet und von feinem Erz durchstäubt ist. Daneben kommen selten rundliche bis lappige Mikrolithe von Biotit (< 50 µm) und Klinopyroxen(?) vor. Entscheidender Hauptgemengteil des Gesteines sind jedoch die rundlichen bis eckigen Quarze. Diese Quarzkörner (Durchmesser bis 300 µm) sind nie idiomorph ausgebildet und besitzen keine ausgebildeten Kristallkanten, dafür haben sie stets einen Saum aus opaken feinen Erzflittern. Es treten klar auslöschende und undulös auslöschende Quarzkörner auf. Als Einschlüsse in den Quarzen finden sich Rutil, grünliche Schichtgitterminerale, kleinere undefinierbare Mikrolithe und manchmal Bläschenschnüre. Einzelne Quarzkörner bestehen aus mehreren Einzelkristallen. Quarzpolyaggregate (Gangquarze oder Quarzite) und auch Quarze mit parallelen Deformationsbahnen treten auf. Größere Aggregate von Quarz sind zu einem von opakem Erz durchstäubten Polyaggregat zerfallen, eine Alkalifeldspatkomponente ist ebenfalls vorhanden. Die Quarzkörner sind also keine endogenen authi-

genen Bildungen, sondern wurden vom intrudierenden Magma mitgerissen. Als Herkunftsort der Quarzfremdkristalle werden sedimentäre Einheiten angenommen. Diese waren nicht verfestigt bei der Intrusion des Magmas, welches die Körner mitriß, denn es sind fast ausschließlich freie Quarzkörner in dem Ganggestein zu sehen. Echte Gesteinsbruchstücke liegen nicht vor. Das nun mit den Quarzkörnern gespickte Magma intrudierte rasch nach der Aufnahme der Fremdkristalle in die sich öffnenden Spalten im schon verfestigten Foidsyenit und erstarrte dort ohne daß es zu weitreichender Assimilation der Fremdbestandteile kam. Lediglich randliche Korrosion und Anlagerung von Erzflittern an den Quarzen konnte beobachtet werden. Auch rundliche, unzerstörte Zirkone von leicht bräunlicher Farbe (Korndurchmesser 200 - 100 µm) sind zu sehen. Plagioklas-Erz-Kalifeldspatverwachsungen sind eine weitere, wenn auch seltene Komponente. Der Plagioklas ist dabei stets in Auflösung begriffen und wird von Alkalifeldspat und Erz verdrängt. Apatitstäbchen und Epidot (?) sind weitere Bestandteile des Ganggesteines (Probe A 7a).

3.5.3.3 Geochemie und Isotopengeochemie

Geochemische Untersuchungen wurden an zwei Plutoniten (Probe A1 (Lusitanit) ist etwas mafitenärmer und plagioklasreicher als Probe A 16 (Essexit)) und an dem feinkörnigen, schwarzen Ganggestein (Probe A 7a) bezüglich der Haupt- und Spurenelemente vorgenommen.

Nach den Hauptelementgehalten (Tab.7) zeigen die Proben A 16 und A 1 typische Werte für K-betonte Alkaliplutonite aus Ostparaguay. Der basische Charakter wird durch niedrige SiO₂-Gehalte und hohe MgO-Gehalte (M-Werte: 50 für A 1; 58 für A 16) angezeigt, charakteristisch ist der hohe K₂O-Gehalt von 6,06 bzw. 5,06 %. Die etwas mafitenreichere Probe A 16 hat höhere Cr- (235 ppm) und Ni- (56 ppm) Gehalte als A 1 (67 ppm Cr, 25 ppm Ni). Diese kompatiblen Spurenelemente sind an den Klinopyroxen und Olivin gebunden. Auch das das K-substituierende Rb ist in der Probe A 16 stärker angereichert (146 ppm) als in der Probe A 1 (100 ppm). A 1 ist hingegen Al₂O₃-, Sr- und Zr-reicher. Al und Sr sind an den Plagioklas geknüpft.

Tab.7 Gehalte an ausgewählten Hauptelementen (in Gew.%) und Spurenelementen (in ppm) dreier Proben von Agua-Pety-Porton.

Probe	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr	Ni	Rb	Sr	Zr
A 16	48,48	1,76	12,89	7,00	6,06	0,77	235	56	146	1458	147
A 1	49,12	1,54	15,07	5,24	5,06	0,67	67	25	100	1963	213
A 7a	75,24	0,65	11,26	1,74	3,03	0,14	107	26	122	102	276

Die Probe A 7a hat nach den geochemischen Kriterien einen rhyolithischen Charakter, allerdings mit merkwürdig hohen Gehalten an MgO (1,74 %), Cr (107 ppm) und Ni (26 ppm) bei einem SiO₂-Gehalt von 75,24 % und einem Zr-Gehalt von 276 ppm. Haupt- und Spurenelementhaushalt stimmen nicht überein mit einem normal differenzierten Rhyolithmagma. Die Dünnschliff-Analyse hilft das Rätsel zu klären: Der hohe SiO₂-Anteil liegt in den Quarzfremdkristallen begründet. A 7a wird deshalb als Pseudorhyolith bezeichnet. Der K₂O-Gehalt ist durch die feinkörnige Matrix maskiert, ebenso der Cr- und Ni-Anteil. Der hohe Zr-Gehalt von 276 ppm kann eventuell in dedritischem Zirkon begründet liegen, wahrscheinlicher ist jedoch die Annahme, daß er, ebenso wie weitere inkompatible Spurenelemente die alkalibasaltische (tephritische ?) Herkunft des Ursprungmagmas anzeigt. Probe 7a zeigt auch, daß bei der Magmen-genese der K-betonen Alkalimagmatite krustale Beimengungen eine deutliche Rolle spielen können.

Probe A 16 wurde auf die SE analysiert. Das SE-Spektrum (Abb.35c) ist fraktioniert, die leichten SE sind gegenüber den schweren SE stark angereichert, das (Ce/Yb)_{cn}-Verhältnis liegt bei 39. Der Verlauf des chondritnormierten SE-Spektrums ist kontinuierlich und ohne erkennbare Anomalien.

An Probe A 1 (Rb/Sr-Elementverhältnis von 0,051) wurde das ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse mit $0,70745 \pm 0,00002$ bestimmt. Mit einem Alter von rd. 130 Ma errechnet sich ein ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Anfangsverhältnis von 0,70718 (Tab.19). Dies ist kein für den oberen Mantelbereich typischer Wert.

3.5.3.4 Altersstellung und Vergleich

Vom Essexit A 16 wurde ein Klinopyroxen- und ein Biotitpräparat hergestellt und daran die K-Ar-Alter gemessen (Tab.8).

Tab.8 K-Ar-Mineral- und TR-Alter von Gesteinen von Agua-Pety-Porton.

Probe	Präp.	K (%)	⁴⁰ Ar _{rad/g} ccm STP	Luft-Ar (%)	Alter (Ma)
A 16	cpx	0,143	$0,7116 * 10^{-6}$	28,8	$123,7 \pm 5,2$
A 16	Biot.	7,54	$0,4038 * 10^{-4}$	23,6	$132,9 \pm 5,5$
A 7a	TR	2,50	$0,1394 * 10^{-4}$	15,9	$138,0 \pm 4,8$

Die K/Ar-Alter der Minerale der Foidsyenite sind innerhalb ihrer 1 σ -Fehler konkordant. Sie geben den Zeitpunkt der Schließung des K-Ar-Systems des Pyroxens (wahrscheinlicher ist aber, daß submi-

kroskopische K-Mineraleinwachsungen den K-Haushalt bestimmen) und des Biotites an. Dieser Zeitpunkt ist mit der Intrusion und Auskristallisation des Magmas identisch. Die Platznahme des Alkaliintrusivstockes bei Agua-Pety-Porton fand in der unteren Kreide statt und liegt damit im selben Zeitraum wie die foidsyenitischen Intrusionen der C.-del-Y. und die Essexitintrusion am Cerro-Santo-Tomas bei Paraguarí.

Außerdem wurde von dem pseudorhyolithischen Ganggestein A 7a ein TR-Präparat hergestellt, um eventuell die Platznahme des Ganggesteines zu datieren (Tab.8). Innerhalb des 1 σ -Fehlers stimmt das Alter des Ganges ($138,1 \pm 4,8$ Ma) mit dem Alter des umgebenden Foidsyenites überein. Daraus kann eine kontemporäre Platznahme für das Ganggestein abgeleitet werden. Es ist jedoch zu bemerken, daß durch die Quarzfremdkristalle auch ein Anteil an Exzessargon mitgebracht werden könnte, z. B. in den zahlreichen Gasbläschen und Flüssigkeitsbläschen im Quarz selbst. Dieser hypothetische Exzess-⁴⁰Ar-Anteil reichte jedoch nicht aus, um das TR-Alter des Ganggesteines signifikant zu erhöhen.

3.5.4. Das Alkaliintrusivgesteins-Vorkommen am Cerro-Santo-Tomas bei Paraguarí

Das Vorkommen liegt am SE-Hang des Cerro-Santo-Tomas, etwa vier km E von Paraguarí (Abb.1). Auf einer Breite von 400 m ist ein Alkaliintrusivkörper angeschnitten, welcher ältere Sedimente und Metasedimente diskordant durchschlägt (Abb.21).

3.5.4.1 Geologisches Auftreten

Die geologische Situation ist in Abb.21 schematisch dargestellt. Die ältesten von dem Magmatiten durchschlagenen Gesteine sind schwarze, harte, splittrige, verfaltete Metasedimentite der Caapucú-Gruppe. Diese verfaltete (NNE-streichende Faltenachse) Metasedimentiteinheit entspricht dem von PUTZER (1962) beschriebenen Kieselschiefer des älteren Praekambriums bzw. den gefalteten Schiefen der Escobar-Serie nach KARPOFF (1965). HARRINGTON (1950) hatte sie zur jüngeren Tubarão-Serie gestellt.

Der Locus typicus für diese Metasedimente liegt knapp drei km SE des Cerro-Santo-Tomas, (hinter einer Alkoholfabrik im Gewann Zoto Rugua). Dort lagert nichtmetamorphes Siluro-Ordoviz (Konglomerate der Paraguarí-Formation) diskordant über den Metasedimentiten (Quellhorizont).

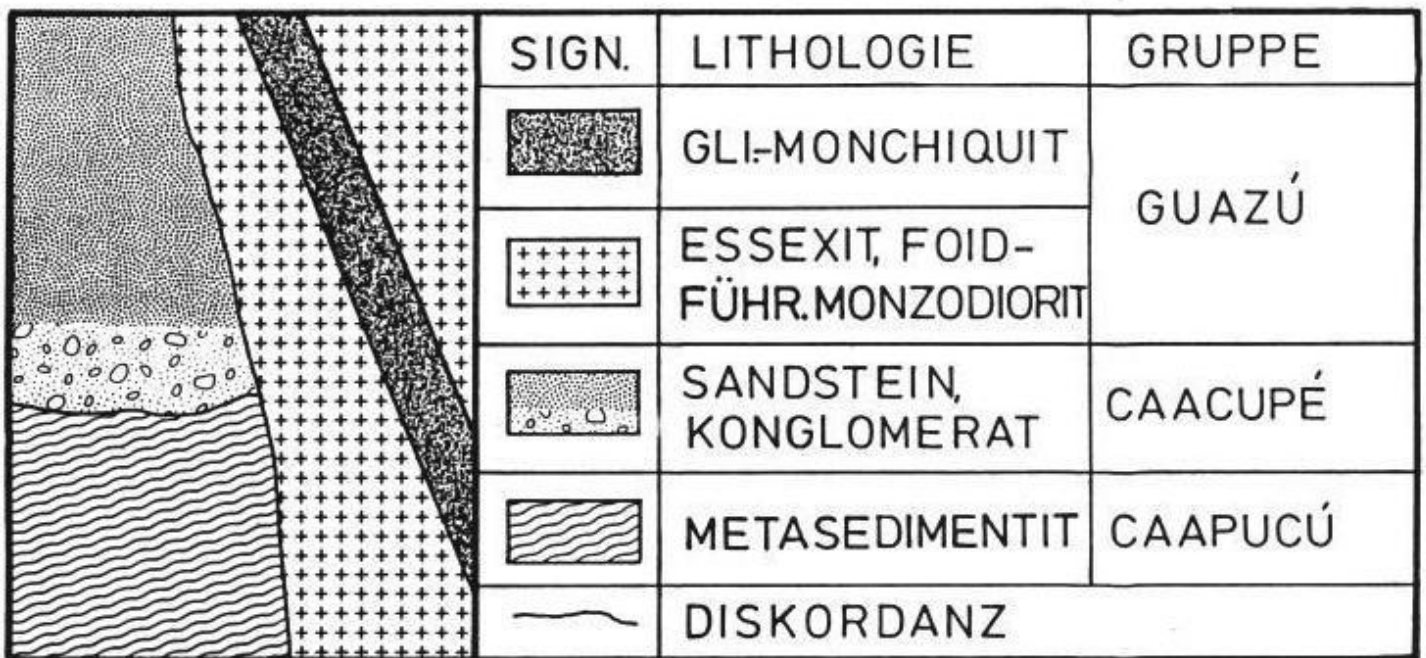


Abb.21 Schematischer Schnitt durch das Alkaliintrusivgesteins-Vorkommen am Cerro-Santo-Tomas bei Paraguari.

Auch am Cerro-Santo-Tomas überlagern Paraguari-Konglomerate und hangende Ihu-Sandsteine (Caacupé-Gruppe) die Metasedimente. Am unmittelbaren Kontakt zu dem jüngeren Intrusivkörper sind die Sedimente gebleicht und verkieselt. Der Metasedimentit ist ebenfalls verkieselt und zeigt leichte Hornfelsstruktur.

An den Aufschlüssen und Gesteinen dieser Zone kann die jungphärozoische bis altpaläozoische und die jungmesozoische bis rezente geologische Entwicklungsgeschichte von Ostparaguay exemplarisch abgelesen werden. Deswegen kann die Gegend zwischen Cerro-Santo-Tomas und Zoto-Rugua bei Paraguari als "geologische Quadratmeile von Ostparaguay" angesehen werden.

Das Intrusivgestein ist ein schwarz-weiß gefleckter Essexit bis Syenodiorit/Monzogabbro (Tafel 5, Fig. 2) mit leukokraten trachytischen Schlieren und mafischen, rundlichen Einschlüssen (Syenogabbro). Das Gestein zeigt ein Granitklüftungsmuster, es ist tektonisch nicht deformiert. Mit NW-Streichen queren zwei saiger stehende, dunkle Alkalilamprophyrgänge den Plutonit. Der mächtigere der beiden Gänge (60 m) ist ein Glimmermonchiquit und durchschlägt mit scharfem Kontakt und wenige dm-breitem glasigem Salband den Essexit. Der andere Gang (2 m) ist ebenfalls ein Glimmermonchiquit, allerdings mit modal weniger Mafiteinsprenglingen.

3.5.4.2 Petrographie

Der Essexit/foidführende Syenodiorit hat einen den syenitischen Gesteinen von Agua-Pety-Porton und Mbocayaty ähnlichen Mineralbestand. Das Gestein ist hypidiomorph-körnig bis porphyrisch ausgebildet. Hauptgemengteile und Erstkristallisate sind Olivin, Apatit, Ti-Augit, diopsidischer Augit, Ti-Magnetit und Plagioklas, gefolgt von Titanit, Biotit, Amphibol, Alkalifeldspat, Sodolith, Nephelin, Karbonat, Zeolith und OH-haltigen Schichtgittermineralen wie Serpentin, Chlorit, Hellglimmer/Cancriit(?). Fe-Hydroxide und Oxide und Epidot sind weitere Mineralneubildungen. Alkalifeldspat-Foidverwachsungen fehlen weitgehend, Nephelin ist selten vertreten. Verdrängung und Korrosion des Plagioklases durch Alkalifeldspat und Foid sind zu beobachten.

Die leukokraten, trachytischen bis phonolithischen Schlieren bestehen aus Klinopyroxen, Amphibol, Biotit, Erz, Plagioklas, Alkalifeldspat, Foid, Titanit und sekundären Schichtgittermineralen. Olivbraun - hellolivgrün pleochroitischer Amphibol ist typisch. Im umgebenden Essexit verdrängt und umschließt der Amphibol den Klinopyroxen und ist seinerseits wiederum mit dem Biotit verwachsen. Einschluß-Olivin übersteht die Amphibolanwesenheit nie, stets sind nur rundliche, grüne Schichtgittermineral- und Fe-Erzpseudomorphosen nach Olivin vorhanden. Übergemengteil der leukokraten Schlieren ist Titanit. Cancriit konnte auch nur hier gefunden werden. Kennzeichnend für Mischungs- und Verdrängungsvorgänge ist der schlierige, unscharfe Verband von Wirtsgestein und Schliere.

Die schwarzen, porphyrischen Alkalilamprophyre (Glimmermonchiquite) sind durch bis 5 cm-lange, braune Biotitgroßkristalle ausgezeichnet (Tafel 6, Fig.4) und beinhalten Einsprenglinge bis 500 µm-Größe von Klinopyroxen und Biotit, Magnetit ist eher ein Mikro-einsprengling mit Korngrößen unter 200 µm. Die Matrix der Monchiquite ist durch Erzstaub dunkel gefärbt, in dünnen Splittern ist die Matrix rötlich-braun und durchscheinend. Am Salband zum umgebenden Essexit hin ist das Ganggestein intensiv braun gefärbt und hat eine kontaktparallele Texturierung. Diese ist auch durch die Einregelung der Mafiteneinsprenglinge angezeigt. Die Einsprenglinge nehmen zum Rande hin deutlich an Größe ab. Ein weiteres Merkmal des mächtigeren Glimmermonchiquites sind Gängchen aus Karbonat und Zeolith, sowie rundliche Ocelli (Tafel 6, Fig.5), bestehend aus Alkalifeldspat, Zeolith und Karbonat. Auch vollständig mit Karbonat ausgefüllte Ocelli (cm-Durchmesser) kommen vor.

Die Pyroxen-Einsprenglinge sind meist farblos bis leicht lila-

braun, auch grünliche Kernbereiche kommen vor. Bisweilen sind sie verzwilligt, oft mit Sanduhrstruktur, zonar gebaut und am Rande von Biotitleistchen und Magnetitkörnchen umwachsen.

Der Kern größerer Pyroxen-Kristalle besteht aus leicht grünlichem Augit mit guter Spaltbarkeit. Diese diopsidischen (Na-/Fe-reiche Augite ?) Kernbereiche sind von Ti-Augit als Hauptauskristallisationsphase umwachsen. Weitere dunkle Einsprenglingsbestandteile bestehen aus opakem Erz, Biotit und Karbonat und Pseudomorphosen nach einem primären Mineral (Olivin ?).

Der Biotit (Phlogopit) tritt als rundliche, zonare, orangebraune bis hellbraune, pleochroitische Einsprenglingsphase auf (Tafel 7, Fig.4). Größere und stärker resorbierte Körner haben einen dunklen Saum. Dieser Saum ist eine feinste Imprägnation von Hämatit, eventuell ist dies Ausdruck einer in situ-Röstung der Biotite, deren Fe⁺⁺ Gehalt aufoxidiert wird und unter Sauerstoffzuführung zu Hämatit führt. Kleinere Biotite haben auch grünlichen Pleochroismus und Farbe. Gute parallele Spaltbarkeit, Verwachsung mit opaken Erzkörnchen, und Einschlußarmut sind weitere Charakteristika der Biotite.

Die Matrix des Gesteines ist isotrop und durch Fe-Erzpigmentierung rötlich getrübt, rundliche Querschnitte bestehen aus Foid und Zeolith. Die rundlichen Ocelli bestehen aus etwas Alkalifeldspat, Foid, Zeolith und Karbonat (Tafel 7, Fig.5). Sie sind umkränzt von kleinen Biotitleistchen und grünlichen Schichtgittermineralen, die mit einer epidotähnlichen Substanz verwachsen sind. Karbonat, grünliche Schichtgitterminerale, Apatit und Titanit sind akzessorische Bestandteile.

Nach den vorliegenden Merkmalen kann für die Pyroxen-Einsprenglinge eine durchlaufende Entwicklungsgeschichte von diopsidischen Kernbereichen zu Ti-augitischen Randbereichen abgelesen werden. Die Biotitkristalle zeigen Resorptionserscheinungen und sind randlich sehr stark oxidiert worden. Die Ocelli können als magmatische Entmischungen (liquid immiscibility) karbonatreicherer Magmenbestandteile angesehen werden. Die Umkränzung durch die Biotite läßt erkennen, daß die Ocelli schon sehr früh ihre tropfenförmige Gestalt erreichten und nicht erst durch eine späte, sekundäre Gasphase generiert wurden. Diese muß aber auch in Betracht gezogen werden.

3.5.4.3 Geochemie und Isotopengeochemie

Für geochemische Untersuchungen wurden eine Essexitprobe (S 2)

sowie Glimmermonchiquit des mächtigeren (Probe S 1 gr) und des weniger mächtigen (Probe S 1 f) Ganges herangezogen.

Der Essexit S 2 zeigt den K-betonten Chemismus der Alkaliintrusiva Ostparaguays (Tab.9). Ein basischer Charakter wird durch den MgO- (4,06 %; M-Wert:58), weniger durch die Cr- (36 ppm) und Ni- (12 ppm) Gehalte angezeigt. Der feldspat/foidreiche Charakter drückt sich in hohen Al₂O₃- (17,05 %) und Sr- (1444 ppm) Gehalten aus (Plagioklas).

Bei den Glimmermonchiquitproben S 1 gr und S 1 f wird der basische Charakter durch die niedrigen SiO₂- (46,93 bzw. 46,68 %) und die hohen MgO-Gehalte (6,52 bzw. 7,98 %; M-Wert: 61 bzw 60) angezeigt. Die Cr- (107 bzw. 197 ppm) und Ni-Werte (46 bzw. 71 ppm) bestätigen den basischen und geochemisch primitiven Chemismus der Glimmermonchiquite. Die beiden Proben haben von allen untersuchten Gesteinen Ostparaguays auch die höchsten Anteile an H₂O (3,23 bzw. 2,41 %) und CO₂ (0,12 bzw. 1,30 %). Der feinkörnigere und glasreichere Glimmermonchiquit S 1 f ist durch höhere Al₂O₃- (14,01 gegen 13,35 %) und vor allem Na₂O-Gehalte (4,65 gegen 2,99) gegenüber der mafitenreicheren Probe S 1 gr ausgezeichnet. Die inkompatiblen Elemente Sr (1383 bzw. 1398 ppm) und Zr (279 bzw. 278 ppm) haben ähnliche Konzentrationen.

Tab.9 Gehalte an ausgesuchten Hauptelementen (in Gew.%) und Spurenelementen (in ppm) von Alkaligesteinen des Cerro-Santo-Tomas bei Paraguarí.

Probe	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	CO ₂	Cr	Ni	Sr	Zr
S 2	51,88	17,05	4,06	3,89	4,38	0,70	0,14	36	12	1444	204
S 1 f	46,93	14,01	6,52	4,65	2,69	3,23	0,12	107	46	1383	279
S 1 gr	46,68	13,35	7,98	2,99	4,51	2,41	1,30	197	71	1398	278

Auch die SE-Gehalte sind bei S 1 f und S 1 gr mit insgesamt 382 bzw 381 ppm identisch, S 2 hat einen SE-Gesamtgehalt von 296 ppm. Der Anreicherungsfaktor der leichten SE gegenüber den schweren SE, ausgedrückt durch das chondritnormierte Ce/Yb-Verhältnis, liegt für S 1 f bei 34, für S 1 gr bei 36, für S 2 bei 25.

Die SE-Spektren (Abb.34b) verlaufen kontinuierlich und ohne erkennbare Anomalien. Der steile Verlauf des SE-Spektrums deutet auf geringe Aufschmelzungsgrade eines bisher unbekanntes Ausgangsmaterials hin. Die beiden S 1-Spektren zeigen einen sehr ähnlichen Verlauf. Das S 2-Spektrum zeigt bei den schweren SE einen Anstieg zum Yb und Lu hin.

Für den Essexit S2 (Rb/Sr-Elementverhältnis von 0,065) wurde ein $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von $0,70806 \pm 0,00003$ gemessen. Unter der Annahme eines Intrusionsalters von rd. 130 Ma errechnet sich ein $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Anfangsverhältnis von 0,70771. Der Glimmermonchiquit S 1 gr (Rb/Sr-Elementverhältnis von 0,072) wurde mit einem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von $0,70758 \pm 0,00002$ gemessen. Bei einem Alter von rd. 130 Ma ergibt dies ein $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Anfangsverhältnis von 0,70720. Innerhalb ihrer 2 σ Fehler (übernommen aus den heute gemessenen Sr-Isotopenverhältnissen) stimmen die Sr-Isotopenverhältnisse der beiden Gesteine nicht überein. Essexit und Glimmermonchiquit stammen aus isotopisch unterschiedlichen Quellen. Sowohl Sr-Isotopie als auch SE-Spektren schließen eine Herkunft der beiden Magmen aus identischer Quelle aus. Fraktionierungsprozesse sind ebenfalls als Erklärung der Unterschiede ausgeschlossen. Der Monchiquit leitet sich vom primitiveren (basanitischen) Magma ab.

3.5.4.4 Altersstellung und Vergleich

Vom Essexit S2 wurde ein Biotitpräparat und ein Präparat der leukokraten Grundmasse hergestellt und nach der K/Ar-Methode datiert. Vom Glimmermonchiquit S1 gr wurde ein 100% reines Biotitpräparat eines Großkristalls hergestellt. Dabei wurde ein 5 cm-langer Großkristall (phlogopitischer Biotit) herauspräpariert, die leicht mit Hämatit imprägnierten Ränder wurden entfernt. Zusätzlich wurde noch ein Biotitpräparat aus der Matrix hergestellt.

Tab.10 K-Ar-Mineralalter von Alkaligesteinen des Cerro-Santo-Tomas bei Paraguarí.

Probe	Präp.	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}/\text{g}$ ccm STP	Luft-Ar (%)	Alter (Ma) $\pm 1\sigma$
S 2	Biot.	8,05	$0,4084 * 10^{-4}$	7,5	$126,0 \pm 4,5$
S 2	cpx	0,116	$0,8710 * 10^{-6}$	35,3	$183,5 \pm 8,5$
S 2	Leuk. Matr.	4,63	$0,2557 * 10^{-4}$	8,2	$136,8 \pm 5,0$
S 1 gr	Biot.	8,48	$0,4446 * 10^{-4}$	12,4	$130,1 \pm 4,8$
S 1 gr	Biot.	8,31	$0,4279 * 10^{-4}$	10,7	$127,9 \pm 4,8$

Die vorliegenden Altersdaten (Tab.10) reichen von 184 bis 126 Ma, eine solche Zeitspanne ist jedoch für Intrusion und Abkühlung des Subintrusivkörpers nicht anzunehmen. Das Matrix-Präparat von S 2 ist keine reine Mineralphase, es ist eine Mischphase (Kalifeldspat, Albit, Foid; Entmischung?). Die Biotitalter (126-130 Ma)

stimmen innerhalb ihrer 1 σ -Fehler überein. Nach den petrographischen Kriterien ist bis auf den Großkristall von S 1 gr die Biotitprossung der Hauptkristallisationsphase des Magmas zuzuordnen.

Nach den vorliegende K/Ar-Altern der Biotite kann gezeigt werden (Tab.10), daß die Essexit/Syenodiorit- wie auch die Monchiquitplatznahme gleichaltrig sind und in die Untere Kreide fallen. Das Biotitgroßkristallpräparat hat mit 130,1 Ma ein etwas höheres Alter als der Matrix-Biotit (nicht signifikant) und auch der Biotit des Essexites. Ob die Auskristallisation der Großkristalle tatsächlich einige Zeit vor der Hauptkristallisationsphase stattfand, oder ob andere Effekte eine Rolle spielen kann hier nicht entschieden werden. Auch die Bedeutung des 136,8 Ma-Alters des Feldspat/Foid Präparates ist unklar. Für das Pyroxenalter von 187 Ma kann ein Exzess- $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ -Beitrag angenommen werden (vgl. AMARAL ET AL. 1967).

Der Alkaliintrusivkörper des Cerro-Santo-Tomas ist also einem magmatischen Ereignis der unteren Kreide zuzuschreiben und als gleichaltrig mit weiteren Vorkommen von Alkaliintrusivgesteinen in Ostparaguay anzusehen. Dieses magmatische Ereignis in der unteren Kreide koinzidiert mit der "Jacupiranga Node" von HERZ (1977) auf der E-Seite des Paranábeckens in Brasilien (vgl. AMARAL ET AL. 1967).

Das essexitische bis syenodioritische Gestein am Cerro-Santo-Tomas bei Paraguarí ist mit den vorliegenden Altersdaten das meistdatierte Gesteinsvorkommen Paraguays überhaupt (vgl. Kap.4.5). Da die Gesteine frisch sind, die stratigraphische Stellung gesichert ist und sekundäre metamorphe Überprägungen fehlen, kann das Alkaligesteins-Vorkommen des Cerro-Santo-Tomas nach seinen K-Ar-Daten an Biotit als geochronologischer Fixpunkt für den mesozoischen Magmatismus von Ostparaguay angesehen werden.

3.6 Begründung für die Aufstellung der Guairá-Paraguarí-Alkali-Provinz (GPAP)

Innerhalb und am Rande der C.-del-Y. existieren größere Vorkommen von K-betonten Alkalimagmatiten. Die C.-del-Y. wird deshalb als Alkali-Subintrusiv-Komplex angeprochen und ist mit den ebenfalls K-betonten Alkali-Komplexen Sapukai und Acahay vergleichbar.

Aus den hier vorgelegten geologischen Beschreibungen und den vorliegenden Literaturangaben (Kap.3.3) können folgende Zusammenhänge bezüglich der geographischen Lage und des geologischen Vor-

kommens der K-betonten Alkalimagmatite erkannt werden:

1. Geographisch liegen fast alle Vorkommen von K-betonten Alkalimagmatiten im zentralen Ostparaguay in den Departementos Guairá und Paraguairí.

2. Geologisch liegen diese Vorkommen innerhalb und am Rande einer E-W-streichenden, etwa 30 bis 40 km breiten Zone. Diese ist im Satellitenbild durch Fotolineamente (Abb.14b) von der Umgebung abgegrenzt. Geologisch zeichnet sich diese Zone durch die Füllung mit mesozoischen Rotsedimenten und eben durch das Auftreten der K-betonten Alkalimagmatite und der assoziierten Basalte aus. Diese Zone wird als durch intrakontinentale Riftingprozesse (DE - GRAFF 1985; DRUECKER & GAY 1985) entstandene grabenähnliche Struktur interpretiert.

Literaturangaben und geographische und geologische Verhältnisse lassen daher die Einführung einer mesozoischen Alkali-Provinz im zentralen Ostparaguay sinnvoll erscheinen.

Die Aufstellung der hiermit eingeführten Guairá-Paraguairí-Alkali-Provinz (GPAP) im zentralen Ostparaguay ergänzt die Modellvorstellungen von ALMEIDA (1983), welcher die mesozoischen Alkalivorkommen des zentralen und südlichen Südamerikas in einzelne Provinzen aufgliederte.

Im folgenden Kapitel werden charakteristische petrographische, geochemische, isotopische und geochronologische Merkmale von Basalten und K-betonten Alkalimagmatiten aus der neu eingeführten Guairá-Paraguairí-Alkali-Provinz vorgestellt und diskutiert.

4. Petrologie der Magmatite der Guairá-Paraguarí-Alkali-Provinz

Die Magmatite der Guairá-Paraguarí-Alkali-Provinz (GPAP) lassen sich in die beiden für ganz Ostparaguay typischen Gesteinsgruppen aufteilen, nämlich in:

- basaltische Gesteine
- K-betonte Alkalimagmatite

In diesem Kapitel werden Untersuchungen zur Petrographie, Geochemie, Isotopengeochemie und K-Ar-Chronologie der Magmatite der GPAP vorgestellt. Ein abschließendes Kapitel stellt die Magmatite der GPAP in den Vergleich mit verwandten Gesteinen in Brasilien und in Südwest-Afrika (Namibia und Angola).

4.1 Petrographie der Magmatite der GPAP

Da die Basalte der GPAP zu den Paranábasalten gehören und diese von zahlreichen Forschern schon sehr ausgiebig bezüglich ihrer Petrographie bearbeitet worden sind, werden hier nur die charakteristischen petrographischen Merkmale der GPAP-Basalte kurz beschrieben.

Die petrographisch sehr heterogene Gruppe der K-reichen Alkalimagmatite verlangt jedoch eine ausgiebigere petrographische Beschreibung. Diese wird in den folgenden Kapiteln gegeben.

4.1.1 Die basaltischen Gesteine

4.1.1.1 Makroskopische Beschreibung

Makroskopisch waren drei verschiedene Basalttypen zu unterscheiden:

1. schwarze, dichte, feinkörnige bis aphanitische Basalte
2. schwarze bis rotbraune Basaltmandelsteine mit weißen und grünen Mandelfüllungen
3. schwarze bis rotbraune, körnige Diabase/Dolerite

4.1.1.2 Strukturelle Merkmale

Mikroskopisch können nach ihrer Struktur folgende Basalttypen unterschieden werden:

1. Basalte mit ophitischem Gefüge: Plagioklasleisten umschließen den Klinopyroxen und die restlichen Minerale. Bei den grobkörnigen Diabasen ist dieses Gefüge besonders ausgebildet (Doleritgefüge). Basalte mit ophitischem Gefüge bilden die Hauptmasse der untersuchten Gesteine, besonders der C.-del-Y.

2. Basalte mit einem hyaloophitischem Gefüge: Sie haben eine glasig entwickelte Grundmasse. Dieses Gefüge konnte besonders bei den Flutbasalten aus der Kernbohrung bei Pto.-Pdte.-Stroessner beobachtet werden.

3. Basalte mit porphyrischem bis leicht glomerophyrischem Gefüge: Diese Basalte haben Einsprenglingen von Plagioklas und auch Klinopyroxen. Zwischen dem ophitischen Gefüge und dem porphyrischen Gefüge besteht ein fließender Übergang.

Unfrische und mandelführende Basalte wurden nicht extra untersucht, es sei auf die Beschreibungen bei ECKEL (1959) hingewiesen.

4.1.1.3 Beschreibung der Einzelminerale

Als Einsprenglinge bis mm-Länge treten in den Basalten Plagioklas, selten Klinopyroxen und auch (Ti-)Magnetit auf.

Plagioklas (Andesin bis Labradorit) ist der häufigste Mineralbestandteil und ist hypidiomorph bis idiomorph ausgebildet. Er umschließt als sperrige Leisten den Klinopyroxen und andere Minerale. Auf Querrissen wird der Plagioklas von hellen Serizithäutchen und rötlichem Fe-Erz durchzogen, Plagioklasgroßkristalle sind zonar gebaut. Nach BELLIENI ET AL. (1986) zeigen die Plagioklase der Paránabasalte Ostparaguays einen Streubereich von An 80 bis An 45, bei einem mittleren Gehalt von An 59.

Als Einschlüsse können Klinopyroxen und Ti-Magnetit in den Randzonen zonar gebauter Plagioklase beobachtet werden. Bei porphyrischen Basalten ist der Grundmassenplagioklas auch mit Alkalifeldspat und Quarz verwachsen, ersterer umschließt ihn, letzterer ist myrmekitisch mit Plagioklas verwachsen. Selten sind glomerophyrische Zusammenballungen von Plagioklas und Klinopyroxen zu beobachten.

Klinopyroxen kommt ebenfalls als Einsprenglingsphase vor und ist dann in Einzelteile zerbrochen. Meist ist er jedoch als hypidiomorphe bis xenomorphe Kristallform zwischen den Plagioklasleisten eingeklemmt und mit Ti-Magnetit verwachsen. Nach BELLIENI ET AL. (1986) haben Klinopyroxengroßkristalle einen Ca-reichen Kern (Frühkristallisate) und Ca-arme Randbereiche (Spätphase).

Neben den Augiten ist Pigeonit (im Dünnschliff eher zu erahnen als genau zu bestimmen) die zweite, für Tholeiite typische Klinopyroxenvarietät. Nach BELLIENI ET AL. (1986) tritt er in allen Basaltvarietäten Ostparaguays auf, besonders in der Grundmasse von Basalten mit $TiO_2 > 3 \%$. In Tholeiiten gehört Pigeonit zu den Frühkristallisaten.

Olivin konnte nie als frisches Mineral in den Basalten beobachtet werden. Stets ist Olivin zu einem Gemenge brauner und grüner Schichtgitterminerale und Fe-Erzminerale zerfallen. Manchmal kann ein opaker Erzsaum die Ol-Pseudomorphosen umgeben, oder die typischen Olivinrisse nachzeichnen. Ebenso kann eine opalartige Substanz (Kieselsäure aus dem Zerfall Fa-reichen Olivins) in den Olivinpseudomorphosen beobachtet werden. BELLIENI ET AL. (1986) konnten an nicht alterierten Olivinen der Paranábasalte einen Fayalitgehalt von Fa 53 bis Fa 70 feststellen.

Opakes Erz kommt als subidiomorphe bis xenomorphe, opake Körner vor, teilweise auch mit skelettartigem Wachstum. Es dürfte sich um Ti-Magnetit und Ilmenit handeln, Hämatit tritt bei alterierten, rötlichen Basalten hinzu.

Apatit durchspießt mit stengeligem bis nadeligem Habitus den Grundmassenfeldspat. Karbonat findet sich auf schmalen Rissen im Basalt, zusammen mit Chlorit und einem klinozoisitähnlichen Mineral. Auch zwischen Klinopyroxenbruchstücken kristallisiert Karbonat aus.

Alkalifeldspat füllt gelegentlich die Zwickelfüllungen aus und ist mit Plagioklas verwachsen, bzw. umwächst diesen randlich.

Glasige Substanz von bräunlicher Farbe ist besonders bei den Basalten der Deckenergüsse von Pto.-Pdte.-Stroessner vertreten und füllt die Zwickel aus. Entglasungserscheinungen mit dem typischen Brewster'schen Kreuz, Verwachsungen mit feinem Fe-Erzstaub und grünlichbraunen Schichtgittermineralen und auch kleine Biotitschüppchen(?) sind weitere Merkmale des basaltischen Glases.

Quarz ist ebenfalls auf die Zwickelfüllungen beschränkt und mit Plagioklas bzw. Alkalifeldspat bei K-reichen Basalten, verwach-

sen.

Zahlreiche grüne und braune Schichtgitterminerale entstehen beim Zerfall des Olivins und auch des Klinopyroxens, sowie bei der Rekristallisation von glasiger Substanz. Diese sekundären, oft wirrstrahlig miteinander verwachsenen Minerale gehören der Serpentin-, Talk- und auch Smektit(?)-Gruppe an. Chlorit (und Seladonit ?) sind Minerale aus Kluft- und Drusenfüllungen in den Basalten (vgl. ECKEL 1959).

Sekundärer Natur sind auch die roten und braunen Fe-Oxide und Hydroxide, sie geben alterierten Basalten die rote Farbe.

Pseudobrookit ist ein schon von ECKEL (1959) beschriebener Bestandteil aus Basalten Ostparaguays. Am Kontakt von (Ti-)Magnetitreichem Basalt zu Sandsteinxenolithen konnte goldbrauner Pseudobrookit festgestellt werden. Bei den Basalten der C.-del-Y. scheint die Aufnahme und auch Assimilation von rotem Misiones-sandstein (Fe_2O_3 -Schüppchen als O-Lieferant ?) der Pseudobrookitbildung förderlich zu sein. Ansonsten kann dessen Bildung als hochtemperierte Alterationsphase von Fe-Ti-Erzen unter O-Zufuhr angesehen werden (RAMDOHR 1975). FRENZEL (1954, 1975) beschrieb die Pseudobrookitbildung nach Ti-Magnetit oder Ilmenit-Hämatit-Mischkristallen aus durchgasten bzw. "gerösteten" Katzenbuckelgesteinen.

Ausgiebige Beschreibungen der Mineralogie und der Mineralchemie von Paranásbasalten sowie deren Mandelfüllungen finden sich bei LEINZ (1949), CORDANI & VANDOROS (1967) und in den Arbeiten von BELLIENI ET AL. (1983 ff.).

Die in diesen Arbeiten nicht beschriebenen sehr K-reichen, porphyrischen Basalte (z. B. Probe Y1 aus der südlichen C.-del-Y.) des Paranásbeckens zeigen folgende Paragenese:

Plagioklasleisten werden auf Rissen von Serizit und Hämatit durchzogen, deutlich ist das Vordringen von Alkalifeldspat auf Kosten des Plagioklas zu sehen, auch umkränzt Alkalifeldspat den Plagioklas. Auf den Zwickeln zwischen den in Umwandlung begriffenen Plagioklasen findet sich ebenfalls Alkalifeldspat zusammen mit kleinen, gelblichbraunen Mineralkörnchen von $< 50 \mu\text{m}$ Durchmesser. Die Klinopyroxenkristalle (diopsidischer Augit) sind mit opakem Erz verwachsen, eine netzartige Durchwachsung mit Hämatit ist zu sehen. Ti-Magnetit ist als reliktsche Phase von neugebildetem Hämatit umgeben. Kleine, runde Mineralbildungen ("Ostereier") könnten Ti-Erz oder Pyroxenneubildungen darstellen (Leukoxen o. ä.). Biotit ist ein weiterer seltener Bestandteil dieser Gesteine. Daneben liegen noch rundliche Pseudomorphosen vor (ehemaliger Olivin), sowie grünliche bis bräunliche Schichtgittermi-

nerale, ähnlich den sekundären Mineralen bei den Basalten.

Diese extrem K-reichen Basalte (Probe Y 1 mit 5,51 % K_2O) mit ihrem porphyrischen Gefüge besitzen im Unterschied zu den "normalen" Paranásalten eine deutliche Alkalifeldspatkomponente und eine Hämatitimpregnierung. Dies könnte auf K-metasomatische Vorgänge unter hohem Sauerstoffpartialdruck (Fe^{++} in Fe^{+++} , Hämatitisierung) zurückgeführt werden. Die Idee liegt nahe, daß es sich bei diesen Gesteinen um K-metasomatisch veränderte, rheomorphe Basalte handelt. An der Zugehörigkeit zu den Basalten besteht nach der Hauptchemie kein Zweifel (TiO_2 -Gehalt, $FeO + MgO/MgO$ -Verhältnisse).

4.1.2 Die K-betonten Tiefengesteine

Die K-betonten Tiefengesteine der verschiedenen Aufschlüsse erfahren eine gemeinsame Beschreibung bezüglich der Einzelminerale, da sie sehr ähnliche Mineralbestände und Verwachsungsbeziehungen aufweisen. Über Nomenklatur und Klassifikation der Gesteine gibt Kap. 4.2 Auskunft.

4.1.2.1 Makroskopische Beschreibung

Die alkalireichen Tiefengesteine sind makroskopisch grob- bis feinkörnige, schwarzweiß gefleckte Gesteine (Tafel 5, Fig.1 - 3). Nach ihren makroskopischen und mikroskopischen Merkmalen stellen die K-betonten alkalireichen Tiefengesteine keine homogenen Gesteine im Sinne einer von dunklen zu hellen Gesteinen differenzierten Gruppe dar, deren Mineralbestand stets im Gleichgewicht mit dem Magma auskristallisierte. Vielmehr ist eine Vermengung eines mafischen (pyroxenitischen bis gabbroiden) Substrats mit einem felsischen, syenitischen Substrat zu bemerken (Tafel 6, Fig.2, 8). Dies kann sowohl zur Zerstörung oder Resorption von Mafitengroßkristallen führen, als auch zu alkalibetonten Anwachssäumen. Daneben treten K-metasomatische Veränderungen (Plagioklas und Foid werden von Kalifeldspat verdrängt) und finale Na-metasomatische Veränderungen (Aegirin, Zeolith) auf. Auf die mannigfaltige Ansprache als und kontrovers geführte Diskussion von Alkalimetasomatose, Fenitisierung, Spilitisierung, Rheomorphismus u. a. wird im Zusammenhang mit den Mineralum- und -neubildungsprozessen ausdrücklich nicht eingegangen. Die zusätzliche Diskussion dieser Begriffe und die damit verbundene Deutungsvielfalt würde die Darstellung der Mineralbestände und ihrer Verwachsungen nur verundeutlichen.

4.1.2.2 Strukturelle Merkmale

Mikroskopisch sind grobkörnige, homogene Gesteine (z. B. von Mbo-cayaty) hypidiomorph-gleichkörnig bis leicht porphyrisch ausgebildet. Je feinkörniger die Gesteine sind, um so porphyrischer ist dann ihre Struktur. Die porphyrische Struktur wird durch bis 3 cm lange, prismatische, schwarze Klinopyroxenkristalle hervorgerufen (Tafel 5, Fig.1, 3; Tafel 6, Fig.8), die von einem weißen feldspat- und foidreichen Saum umgeben sind.

Porphyrische Struktur ist das bestimmende strukturelle Merkmal der Tiefengesteine. Dies kann - zusammen mit der oft feinkörnig ausgebildeten leukokraten Zwischenmasse - als Hinweis für das oberflächennahe Intrusionsniveau (gang- oder stockförmig) dieser Gesteine genommen werden und leitet zu den Subeffusiva und zu den Ganggesteinen über.

4.1.2.3 Mineralogische Zusammensetzung

Die mafischen Hauptbestandteile der K-betonten Tiefengesteine sind Fo-reicher Olivin, Ti-Augit, diopsidischer Augit, Aegirinaugit, Aegirin, Ti-Magnetit, Ilmenit (?), Ti- und Fe-Biotit, phlogopitischer Biotit, Amphibol (Kataphorit und Barkevikit nach ECKEL 1959 und PUTZER & VAN DEN BOOM 1962). Felsische Hauptgemengteile sind Alkalifeldspat (Orthoklas, Sanidin, Na-Sanidin, Anorthoklas), Plagioklas (Labradorit bis Andesin, vgl. PUTZER & VAN DEN BOOM 1962), Sodalith und Nephelin und deren Alterationsprodukte, Zeolithe. Nebengemengteile sind Titanit, Apatit, Zirkon (PUTZER & VAN DEN BOOM 1962), sulfidische Erze (?) und nicht näher zu identifizierende Schwerminerale. Sekundäre Minerale sind grünliche Schichtgitterminerale (Serpentin, Talk, Chlorit, Selandonit ?), Zeolithe, Fluorit, Cancrinit, Kalzit, Analzim (ECKEL 1959), Fe-Oxide und Hydroxide.

4.1.2.4 Beschreibung der Einzelminerale

Klinopyroxene sind die volumenmäßig überwiegenden mafischen Gemengteile. Sie kommen sowohl als idiomorphe Einsprenglinge vor, wie auch in allen Stadien der mechanischen und chemischen Auflösung. Die idiomorphen Großkristalle sind bis 3 cm-lang. Sie liegen auch in gedrungen-prismatischem Habitus vor. Stengelig entwickelte, idiomorphe Ti-Augite haben bevorzugt Querrisse und senkrecht zur Längserstreckung verlaufende Anlösungsbahnen. Die Klinopyroxene zeigen in den mehr agpaitischen Gesteinen einen deutlichen Zonarbau mit diopsidischem und Ti-augitischem Kern und

aegirinaugitischem Rand. Einfache Zwillinge und typische Spalt-
risse sind weitere Kennzeichen der Klinopyroxene.

Diopsidische Augite sind von hellgrüner Farbe, haben orange-
farbene Interferenzfarben und eine Auslöschungsschiefe von c/z
von 35° bis 45° .

Ti-Augite sind durch ebenfalls hellgrüne, aber auch graue bis
leicht rosafarbene Tönung gekennzeichnet, haben typisch leder-
braune bis stahlblaue anormale Interferenzfarben und niedrigere
Auslöschungswinkel, es treten sog. Sanduhr-Zwillinge auf.

Mit der Zumengung des Aegirinmoleküls steigt bei allen Klinopyro-
xenen der Auslöschungswinkel und die Intensität der Grünfärbung.
Randbereiche einzelner Aegirinaugitanwachssäume (Tafel 7, Fig.1)
haben sehr hohe Auslöschungswinkel ($> 80^\circ$) und grasgrünen bis
gelbbraunen Pleochroismus. Im trachytischen Leukofoidsyenit
(Probe 154, Tafel 5, Fig.3) wachsen reine Aegirinnadeln in Zeo-
lith und Alkalifeldspat hinein.

Die Ti-augitischen und diopsidischen Klinopyroxene haben Olivin,
Apatit und kleine opake Erzkörner (Sulfide, Spinell ?) als ältere
Einsprenglinge. Bei großen Ti-Magnetiteinsprenglingen hat sich
zwischen Pyroxen und Erz meist ein Biotitsaum ausgebildet. Auf
Rissen und am Rande wird Klinopyroxen von Biotit verdrängt, Häma-
tit und Fe-Hydroxid ist auf feinen Haarrissen ausgebildet. Ver-
drängend bzw. korrodierend wirken auch Alkalifeldspat, Zeolith,
Kalzit, Serpentin/Talk? und Fe-Erze. Klinopyroxene im Endstadium
der Desintegration sind dann rissig und löchrig entwickelt und
zerfallen in einzelne Bruchstücke.

Meist sind die Klinopyroxeneinsprenglinge zerbrochen. Das nächste
Stadium der Auflösung ist die Verdrängung durch Biotit und die
siebartige Durchwachsung der Randbereiche mit heller Matrix. Im
finalen Auflösungsstadium zerfallen die Klinopyroxengroßkristalle
in Klinopyroxen-Erz-Biotit-Aggregate. Frischer, neugebildeter
Klinopyroxen ist ein aegirinaugithaltiger, diopsidischer Augit,
z.T. mit Erzeinwachsungen.

An den Klinopyroxenen kann gezeigt werden, daß die Generation der
Großkristalle alle Stadien der Umwandlung zeigt und einer frühe-
ren Kristallisationsphase zugehört. Je geringer die mechanische
und chemische Zerstörung der Klinopyroxen-Einsprenglingsgenera-
tion ist, umso mehr zeigen die Kristalle einen grünen Aegirinau-
gitanwachssaum. Dieser Saum ist bei den agpaitischen Foidsyeniten
(Probe 19) am stärksten ausgebildet.

In der Nähe von infiltrierenden, phonolithisch bis trachytisch-

latitisch zusammengesetzten, leukokraten Schlieren wird der Klinopyroxen von braunem Amphibol (z.B. Probe Bit 2) verdrängt und auch von Biotit. Dabei überleben die Olivineinsprenglinge im Klinopyroxen die Anwesenheit des Amphibols nicht, stets sind sie in rundliche, grünliche Schichtgittermineralaggregate umgewandelt worden.

Dunkle, xenolithische Schlieren, die aus Klinopyroxen, Apatit, Biotit und etwas Erz bestehen, werden als Anzeiger eines pyroxenitischen bis gabbroiden Materials angesehen (Tafel 7, Fig.7). An den zonaren Klinopyroxenen der apatitischen Gesteine aus der C.-del-Y. läßt sich die Entwicklungsgeschichte des Magmas ablesen. An den ebenfalls zonaren, aber stark korrodierten Klinopyroxengroßkristallen, die nicht im chemischen Gleichgewicht mit dem Restmagma standen (Bildungen aus der Tiefe ?), kann die Resorptions- bzw. Umwandlungsgeschichte der Pyroxene in einem K-betonen, an SiO_2 untersättigten Magma abgelesen werden.

Olivin ist als Einsprengling in den Maligniten und Essexiten als idiomorpher, sechseckiger bis rundlicher Kristall ausgebildet. Frische, klare Kristalle sind farblos oder haben einen leichten Grünschimmer, sind einschlußarm, haben unregelmäßige Risse und zeigen selten Zwillinge mit sehr geringer Auslöschungsschiefe gegen die Zwillingsenebene (Fo-reicher Olivin). Nicht alterierter Olivin hat hohe, bunte Interferenzfarben und eine höhere Lichtbrechung als die Klinopyroxene. Opake Erzeinschlüsse im Olivin haben einen Biotitsaum, Apatit kommt ebenfalls paragenetisch vor, während die Klinopyroxene rundliche Olivinkörner als Einschlüsse führen.

Leicht alterierter Olivin hat gelbliche bis hellrote Ränder. Bei zunehmender Alteration treten dann rote, iddingsitische Säume auf. Auf Rissen und am Rand wird Olivin von Fe-Erz und Biotit verdrängt. Wo Biotit fehlt, pseudomorphosieren grüne Schichtgitterminerale mit Maschenstruktur (Serpentin/Talk/Saponit ?) den Olivin, besonders z.B. in den Einschlüssen im Klinopyroxen. Kleinere Olivinkristalle sind vollständig in grasgrüne bis blaugrüne Schichtgitterminerale umgewandelt. Größere Olivinkristalle mit opaken Erzanteilen erfahren auch eine Verdrängung durch Biotit, vereinzelt kommen auch Olivine vor, welche tropfenförmige Einschlüsse von leukokrater Matrix haben. In den Dünnschliffen in denen Amphibol auftritt, ist der Olivin stets alteriert.

Apatit kommt stets als Übergangsteil vor. Als Erstausscheidung liegt er als gedrungen-prismatisches Korn vor mit sechseckigen Querschnitten. Seine Eigenfarbe kann von hellviolett bis zu einem gelblichen Grün variieren, meist ist er klar. Größere violettfarbene Apatite haben Einschlüsse in Form von Mikrolithen und auch

Kanälchen. Diese Großkristalle (bis 300µm) sind idiomorph ausgebildet und haben stets Querrisse. Apatite der Primärausscheidung sind in den Biotiten und seltener in den Klinopyroxenen als Einschlüsse zu finden. Xenolithische, mafische Schlieren von Klinopyroxen und verdrängendem Biotit sind ebenfalls apatitreich.

Titanit ist ein seltener Übergangemengteil. Er taucht in den Foidsyeniten mit einem hohen apatitischen Index gehäuft auf. Titanit ist an der typischen, idiomorphen Sphenform und dem hellrosabraunen bis tiefrosabraunen Pleochroismus erkennbar, hohe Doppelbrechung und bunte Interferenzfarben sind weitere Charakteristika. Zusammen mit grünem Aegirinaugit bis Diopsid tritt er paragenetisch auf, manchmal ist Titanit schlierenförmig angereichert. Sehr selten kommt mit dem Titanit ein epidotähnliches Mineral vor.

Biotit ist ständiger Hauptgemengteil (bis 10 Vol.-%) der Alkaliintrusiva. In der leukokraten Matrix sind die Biotite als idiomorphe Scheiter entwickelt, in den Spätphasen der Auskristallisation auch als divergentstrahlige Büschel. Typische Ausbildungen der Biotite sind auch hypidiomorphe Kristalle, die älteren Ti-Magnetit umwachsen (Tafel 7, Fig.1). Die Ummantelung von opaken Erzanteilen mit rostbraunem Ti-Biotit ist eine typische Paragenese für die Foidsyenite. Aber auch Klinopyroxen und Olivin werden randlich und auf Rissen von Biotit umwachsen und verdrängt.

Die Biotite sind deutlich pleochroitisch. Fuchsbraune bis rotbraune Ti-Biotite, hellbraune bis braunorange phlogopitische Biotite und grünfarbene Fe-Biotite können unterschieden werden. Als Einsprenglinge treten Apatit und opakes Erz auf, sehr selten sind Einschlüsse von hochlichtbrechenden Mineralen (Zirkon ?) mit deutlichen pleochroitischen Höfen zu sehen.

Große Biotitkristalle (>300µm) sind randlich mit rötlichem Fe-Erz imprägniert, auch opake Erzsäume, nur wenige µm dick, konnten beobachtet werden, ebenso die Fe-Erzimprägung auf Rissen im Biotit. Diese Fe-Erzimprägungen werden als "Aufröstung" der Fe-Biotite angesehen. Dieses Phänomen ist besonders dann in den Biotiten zu sehen, wenn Magnetit (O-Puffer ?) stark zurücktritt.

Die Biotite sind im allgemeinen sehr frisch und nur selten mit grünen Schichtgittermineralen der Chlorit- und Talkgruppe (?) orientiert verwachsen.

Biotit wirkt also verdrängend auf alle mafischen Minerale und gehört der Hauptausscheidungsphase des K-reichen Magmas an. Seine Frische und Einschlußarmut prädestinieren ihn für isotopische

Altersbestimmungen nach der K-Ar-Methode.

Ti-Magnetit ist ein Hauptgemengteil der mafischen Gesteine. Idiomorphe Magnetitkörner sind paragenetisch mit Klinopyroxen und selten mit Apatit verwachsen und haben meistens einen Biotitsaum (Tafel 7, Fig.1). Xenomorphe bis subidiomorphe Erzkörner sind von eher rundlicher Form und randlich in schwammige Erzaggregate mit Hämatitbeteiligung umgewandelt.

Außer den Ti-Magnetiten treten noch weitere opake Erze auf, die z.T. rechteckige Umrisse zeigen, geringe Korngrößen haben und in Biotit oder Klinopyroxen eingewachsen sind. Cr-Erze und sulfidische Erze werden hier vermutet.

Sekundäre Erze sind die oxidischen und hydroxidischen Fe-Erze, Hämatit zeigt seine typischen roten Innenreflexe, Feldspäte und besonders alkalifeldspatisierte Plagioklase sind durch feinste Fe-Erzflitter bräunlich imprägniert, ebenso alterierte Foide.

Amphibol ist ein typischer Bestandteil in leukokraten Schlieren, wo er als kleine, tiefbraune, idiomorphe Einsprenglinge auftritt. Diese Körnchen zeigen schlechte Amphibolspaltbarkeit. Tiefbraunhellbraun pleochroitischer Amphibol verdrängt Klinopyroxen und wird seinerseits von Biotit verdrängt, aber ist auch mit diesem innig verwachsen. Bei ECKEL (1959) wird tiefbrauner katoforitischer Ti-Amphibol aus Foidsyeniten beschrieben, auch Magnophorit mit "herringbone structure". PUTZER & VAN DEN BOOM (1962) diagnostizierten braunen, barvekitischen Amphibol, welcher mit Biotit verwachsen ist. Eine zweite Amphibolvariante, z.B. in den Xenolithen des Augittrachytes des Cerro-Capiitindy, ist olivgrün bis hellgelbgrün pleochroitisch (Tafel 7, Fig.8).

Amphibol ist ein nicht immer vorhandener Nebengemengteil (< 1 Vol.-%, im Syenodioriteinschluss des Trachytes vom Cerro-Capiitindy etwa 5 Vol.-%) und bevorzugt die Nähe von feinkörnigen, leukokraten, latitisch- bis phonolithisch-trachytisch-zusammengesetzten Schlieren. Amphibol und Olivin sind nie paragenetisch miteinander verwachsen. Unter den Bildungsbedingungen des Amphibols ist Fo-reicher Olivin nicht beständig.

Plagioklas (An 50 bis 70 nach PUTZER & VAN DEN BOOM 1962) ist bei den foidführenden Syenodioriten bis Essexiten die dominierende leukokrate Phase. In diesen Gesteinen wird Plagioklas von Alkalifeldspat verdrängt, monzodioritische Gesteine sind die am wenigsten von dieser Alkalifeldspatisierung betroffenen Gesteine. In diesen Gesteinen ist der Plagioklas leistenförmig-hypidiomorph ausgebildet und deutlich polysynthetisch verzwilligt, ein leichter Zonarbau ist feststellbar. Kleine Einschlüsse von Apa-

tit, Biotit und Magnetit sind vorhanden. Gegen den Alkalifeldspat sind die Plagioklas durch ihre hohe Lichtbrechung und den gelblichen Farbton zu unterscheiden.

Beginnende Verdrängung bzw. Verwachsung mit Alkalifeldspat zeigt sich in randlichen Korrosionsbuchten und spießigen und fleckenförmigen Alkalifeldspatnestern im Plagioklas. Manchmal ist dies verbunden mit einer feinen Fe-Erzpigmentierung, besonders an den Verzahnungsstellen der Feldspäte. Auf Querrissen in Plagioklasgroßkristallen entwickelt sich selten ein hellglimmerartiges Mineral, auch Karbonatflecken in relikktischem Plagioklas treten auf.

Alkalifeldspat ist die Hauptmineralphase der Foidsyenite und kommt von feinsten, submikroskopischen, xenomorphe Fetzchen über idiomorphe bis subidiomorphe Kristalle bis zu lappigen Großkristallen ($> 300\mu\text{m}$) in allen Korngrößen und Kornformen vor. Alkalifeldspat verdrängt besonders den Plagioklas und Nephelin, aber auch Klinopyroxen wird poikilitisch von Alkalifeldspat durchwachsen. Oft ist Alkalifeldspat unregelmäßig mit Plagioklas, Foid und auch Zeolith verwachsen. Nach seinen optischen Merkmalen können Orthoklase und Na-reiche Orthoklase unterschieden werden. Letztere haben undulöse Auslöschung und sind mit Fe-Erz bräunlich imprägniert und sind als rissige Kristalle besonders in den Gesteinen des "Cerro-km-23" entwickelt. Daneben können auch Alkalifeldspäte mit Mehrfachzwillingen (Drillinge, Schachbrettzwillinge) mikroskopiert werden, die deutlich geringere Lichtbrechung als die Plagioklase haben. Diese Kristalle werden als Ab-reiche Anorthoklase angesprochen.

Als finale Ausscheidung besetzt Alkalifeldspat in den plagioklasreichen Tiefengesteinen die Zwickel, plagioklasarme Malignite sind durch braun pigmentierte Alkalifeldspäte ausgezeichnet.

Feldspatvertreter sind in allen Stadien der Auflösung, Umkristallisation und Neubildung zu erkennen. Zu den primären Foiden gehört Sodalith und Nephelin, dominierend sind jedoch deren Alterationsphasen, ein Mineralgemenge aus Alkalifeldspat, Zeolith und Sodalith/Nephelinüberresten. Diese, manchmal idiomorphe rundliche bis sechseckige Umrisse zeigenden Aggregate wurden bisher als Hydronephelin, Hydronephelit und Pseudoleuzit beschrieben (ECKEL 1959, PUTZER & VAN DEN BOOM 1962) und sind ein typisches Merkmal der meisten Foidgesteine Ostparaguays (Tafel 7, Fig.1 und Fig.6).

Sodalith ist als Primärausscheidung ein isotropes, leicht bläulich gefärbtes Mineral mit feinsten Karbonat- und Erzinterpositionen. In Zwickeln ist Sodalith xenomorph ausgebildet, besitzt

aber immer noch feinste Karbonatsternchen.

Nephelin ist selten deutlich erkennbar, meist ist er an der fehlenden völligen Aufhellung unter + Nicols, der bräunlichen Pigmentierung, Querrissen, gerader Auslöschung und bisweilen sechseckigen bis kastenförmigen Umrissen erkennbar. Sechseckige bis rundliche Pseudomorphosen (Hydronephelin) sind die nach der K-Überprägung erkennbaren Alterationsprodukte.

Die rundlichen bis sechseckigen, auch länglichen und auffiedernden Pseudomorphosen (Hydronephelin; Tafel 7, Fig.6) nach primärem Foid (Sodalith, Nephelin) bestehen aus einem Kern von isotropem Material (Foidüberreste, Analcim ?), wirrstrahligem Zeolith (Natrolith und andere) und randlich eingewachsenem Alkalifeldspat. Dieser ist mit Zeolith und Foid auch daktylographisch verwachsen, so daß der Eindruck entsteht, daß ein primärer Foid nach Unterschreiten seines Stabilitätsfeldes unter OH-Aufnahme symplektisch in zwei stabile Phasen zerfallen ist (vgl. Pseudoleuzit bei PUTZER & VAN DEN BOOM 1962). Auch eine bräunliche Pigmentierung durch Fe-Erze tritt in diesen Hydronephelinen auf, besonders am Rande zum Alkalifeldspat.

Diese Pseudomorphosen (Hydronephelin) können als durch K-Feldspatisierung und Zeolithneubildung verdrängte primäre Foide interpretiert werden. Ebenso möglich ist auch der Zerfall einer primären Foidphase (Sodalith, Nephelin, Kalsilit, Leuzit ?) unter destabilisierenden pT-Bedingungen und unter dem Einfluß von an Volatilen- und Alkalien-reichen Restlösungen.

Die Zeolithe sind als divergentstrahlige Büschel und Nester am Kontakt zu Ganggesteinen zu beobachten. Sie treten auch paragenetisch mit Alkalifeldspat auf und können als parkettartige Mosaik-kristalle primären Foid verdrängen. Die Zeolithe gehören der finalen Kristallisationsphase an und bezeugen den Einfluß Na- und OH-haltiger Restlösungen.

Weitere Neubildungen dieser eher überprägenden Phasen sind Can-crinit (?) und Na-reiche Alkalifeldspatkriställchen. Auch die Neubildung der meist < 100µm großen, grünen Schichtgittersilikate auf Kosten primärer Mafite gehört zu diesem Auskristallisationsstadium. Serpentin, Talk, Chlorit (?), Saponit (?) und Seladonit (?) sowie Hellglimmerschüppchen sind Minerale dieser überprägenden Phase. Meist entwickeln sie sich mit Fe-Oxid und Fe-Hydroxid auf Rissen und am Rande der primären Mafite und verdrängen diese, besonders den Olivin.

Fluorit ist ein seltenes, am violetterem Farbton und den Spaltrissen erkennbares Mineral, welches mit Zeolith zusammen auftritt.

PUTZER & VAN DEN BOOM (1962) beschreiben Fluorit pseudomorph nach Kalzit aus Foidgesteinen Ostparaguays.

Karbonat tritt in Flecken und Sternchen in den Foiden auf, auch auf Rissen im Plagioklas.

Die Kristallisationsabfolge (in Paragenesen) der K-betonten Alkalintrusivgesteine ist die folgende:

Olivin + Erz + Apatit, Ti-Augit + diopsidischer Augit + Ti-Magnetit + Titanit (?) + Plagioklas + Na-Foid, Aegirinaugit + Amphibol + Biotit + Alkalifeldspat, Na-Alkalifeldspat + Aegirin + Apatit + Sodalith, Zeolith + Alkalifeldspat + Karbonat + grüne Schichtgitterminerale + Fe-Oxide und Fe-Hydroxide + Fluorit + Cancrinit.

In allen Tiefengesteinen ist die Überprägung durch eine alkalireiche Phase, sei es ein restitisches Magma oder eine metasomatische Überprägung, bemerkbar. Die Biotitbildung ist dabei der Hauptkristallisationsphase dieses K-reichen Magmas zuzuordnen, die Verdrängung des Plagioklases durch Alkalifeldspat kann als metasomatische Überprägung gedeutet werden. Die Aegirin- und finale Zeolithbildung und die Alteration des primären Mineralbestandes kann einer autohydrothermalen Überprägung zugeordnet werden.

Nach den vorliegenden Befunden stellen die K-betonten Plutonite kein homogenes Gestein dar, bei welchem die ausgeschiedenen Minerale im chemischen (und isotopischen ?) Gleichgewicht mit dem Restmagma standen. Einer idiomorphen, abyssischen (?) Mafitenauskristallisation folgte eine hypidiomorphe, hypabyssische (?), K-betonte und verdrängende Auskristallisationsphase und dieser eine Na- und OH-betonte, finale und überprägende, xenomorphe Auskristallisationsphase.

4.1.3 Die K-betonten Gang- und Ergußgesteine

4.1.3.1 Makroskopische und strukturelle Merkmale

Diese K-betonten Alkalimagmatite sind im Gelände als dunkelgraue bis hellgraue Ganggesteine (Tafel 5, Fig.4-7), selten als Deckenüberreste erkennbar. Im Mikroskop sind sie durch typische porphyrische Struktur gekennzeichnet.

Die Ganggesteine, Subeffusiva und Effusiva gehören zu den Alkalivulkaniten, allerdings mit deutlichem Hang zu holokristalliner Ausbildung. Gesteine mit fast ausschließlich Alkalifeldspat und etwas Foid in der Matrix sind Phonolithe und Trachyte. Bezieht man sich auf die ROSENBUSCH'sche Nomenklatur können diese Ge-

steine auch als Tinguaitite, genauer als glimmer- und augitführende Kali-Tinguaitporphyre angesprochen werden. Sie entsprechen den Glimmerporphyren früherer Bearbeiter.

Alle Ganggesteine haben auf Grund ihrer Mafiteneinsprenglinge (Diopside, Augite mit Aegirinaugiträndern; Biotite) eine übergeordnete porphyrische Struktur, sie sind holokristallin-porphyrisch ausgebildet. Die Salbandbereiche sind meist glasig (hyaloporphyrisch) ausgebildet.

4.1.3.2 Beschreibung der Einzelminerale

Idiomorphe bis hypidiomorphe Klinopyroxene (Tafel 7, Fig.3) mit typischen Spaltrissen und einfachen Zwillingen sind die weitaus überwiegenden Einsprenglinge. Die Klinopyroxene haben meist einen Zonarbau mit hellgrünem bis klarem Kern und deutlich grün-gelbgrün pleochroitischem Randbereich, selten sind invers zonierte Pyroxene und solche mit mehrfachen Rekurrenzen der grünen Anwachssäume. Die Klinopyroxene sind diopsidische Augite (c/z: 38 - 45 °, orangefarbene Interferenzfarben) und Ti-augitische Varietäten. Mit Zunahme des Aegirinanteiles steigt die Auslöschungsschiefe, die Intensität der Grünfärbung und des Pleochroismus'. Typische grasgrüne Aegirinnadeln und auch gedrungene Säulchen sind am Rande leukokrater Schlieren entwickelt. Als Einschlüsse treten Magnetit und Apatit auf, große Klinopyroxeneinsprenglinge (>300 µm) sind randlich mit Alkalifeldspat, Glas und Karbonat gespickt, auch opake Erzkörner treten auf.

Zerbrochene und skelettäre Klinopyroxene treten auf, auch zeigen manche Großkristalle analoge Auflösungs- und Verdrängungserscheinungen wie in den Alkalitiefengesteinen (Tafel 7, Fig.3, 6). Im Unterschied zu diesen fehlt jedoch der Olivin als Einsprengling, dafür tritt die Aegirinaugitkomponente stärker in den Vordergrund.

Idiomorphe Olivineinsprenglinge sind seltene und zufällige Kristalle von rundlicher bis sechseckiger Form. Alterierte Olivine sind durch grünliche Schichtgitterminerale völlig pseudomorphosiert worden.

Übergemengteil besonders der trachytischen Gesteine sind Titanitkörner, die als braune, idiomorphe Kristalle paragenetisch mit Erz und Apatit verwachsen sind und manchmal schlierenförmig angereichert auftreten. Zonarbau ist an einem intensiv braun gefärbten Randbereich zu erkennen, auch Verdrängung durch Karbonat und randliche Erzsäume treten auf.

Ebenfalls typische Übergemengteile sind idiomorphe, gedrunge-säulige Apatite von gelblich-grüner Farbe, meist sind sie jedoch durchsichtig und klar. Mikroeinsprenglinge von Apatit (bis 300 µm, z. B. Probe 17 c) sind zerbrochen.

Opake Erzanteile treten als akzessorische Bestandteile auf. Ein isotropes, kastanienbraunes, hoch lichtbrechendes Mineral wird als Cr-Spinell angesprochen.

Die Biotitummantelung (Tafel 7, Fig.3) der Magnetite ist in nur geringem Ausmaß ausgebildet, eine randliche Hämatitisierung ist gelegentlich zu beobachten. Eine weitere akzessorische Phase bildet gelblicher Epidot, der sich als Saum um Klinopyroxen bildet, meist am Kontakt zu Karbonat. Auch Klinozoisit mit stahlblauen, anormalen Interferenzfarben und sonst epidotähnlicher Optik konnte beobachtet werden.

Im Vergleich zu den Tiefengesteinen treten die Mafite in den Gang- und Subeffussivgesteinen modal zurück (< 35 Vol.-%). Das Spektrum der Klinopyroxene ist zu den Aegirinaugiten hin verschoben, Olivin und opakes Erz treten stark zurück, dafür gewinnt Titanit als Hauptübergemengteil an Bedeutung.

Biotit gehört ebenfalls zu den charakteristischen Mafiteinsprenglingen. Idiomorphe Biotitscheiter sind in der leukokraten Matrix zu finden, weniger eigengestaltige Biotite ummanteln Mafiteinsprenglinge.

Die Biotite sind von tiefbrauner bis rotbrauner Farbe (Biotit, Ti-Biotit), der Biotit der Monchiquite ist ein phlogopitischer Biotit mit hellbrauner Farbe (Tafel 7, Fig.4). Als Einschlüsse treten Apatit, Erz und selten Klinopyroxen auf, Karbonat, krei-dige, leukoxenartige Substanz und grüne Schichtgitterminerale sind als Alterationsprodukte mit Biotit verwachsen. Auch ein Zonarbau kann beobachtet werden. So zeigen tiefbraune Biotite einen Randbereich aus rotbraunem Ti-Biotit, von dessen Oberfläche wachsen wiederum winzige, nur wenige µm lange Nadelchen eines glimmerartigen Minerals (Chlorit, Hellglimmer ?) radialstrahlig in die umgebende Matrix. Biotit verdrängt den Klinopyroxen und wächst auch als spießige Scheiter in einzelne Ocelli hinein.

Plagioklas ist ein deutlicher Bestandteil der trachytischen Gesteine. Er ist an der hohen Lichtbrechung, der polysynthetischen Verzwilligung und einem leichten gelblichen Farbton erkenntlich und von Alkalifeldspat und Foiden unterscheidbar. Stets wird der leistenförmig ausgebildete Plagioklas von Alkalifeldspat verdrängt. Besonders am Kontakt zu zungenförmig vordringendem Alka-

lifeldspat wird reliktsicher Plagioklas von Fe-Erzflittern bräunlich imprägniert.

Alkalifeldspat macht volumenmäßig den weitaus größten Bestandteil der Ganggesteine aus (<50 Vol.-%). In den phonolithischen Ganggesteinen ist der Alkalifeldspat hypidiomorph-tafelig ausgebildet und eisblumenartig aggregiert. Klarer Alkalifeldspat mit tafeligem Habitus und einfachen Zwillingen nach dem Karlsbader Gesetz ist Sanidin (Tafel 7, Fig.2), bisweilen treten flammenförmige interne Strukturen auf. Schachbrettartig verzwilligte Kristalle und auch einfache Mehrfachzwillinge (Drillinge) mit deutlich geringerer Lichtbrechung als Plagioklas werden als Ab-reiche Anorthoklase angesprochen.

Alkalifeldspateinsprenglinge sind bisweilen in ein submikroskopisches Gemenge von Zeolith, Foid und Quarz (?) umgewandelt worden. Von Fe-Erzflittern getrübe und einfach verzwilligte Großkristalle sind Orthoklase, bräunlich getrübe und fleckige Kristalle sind völlig alkalifeldspatisierte Plagioklase, auf Rissen hat sich Karbonat (Ca aus dem An-Gehalt der ehemaligen Plagioklase ?) abgeschieden.

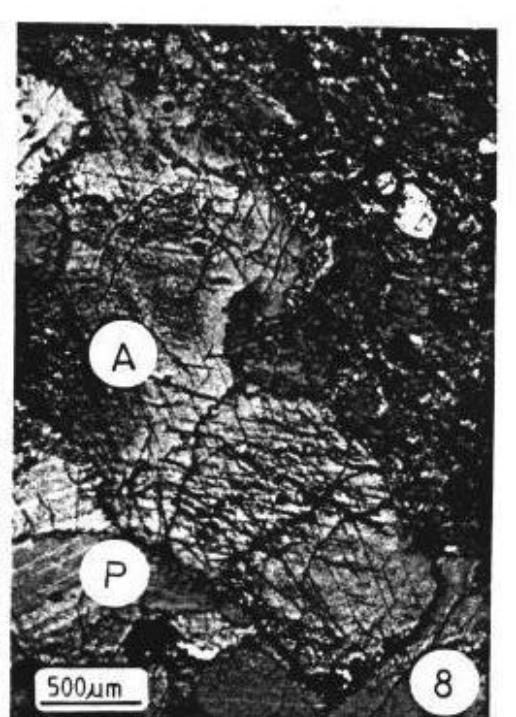
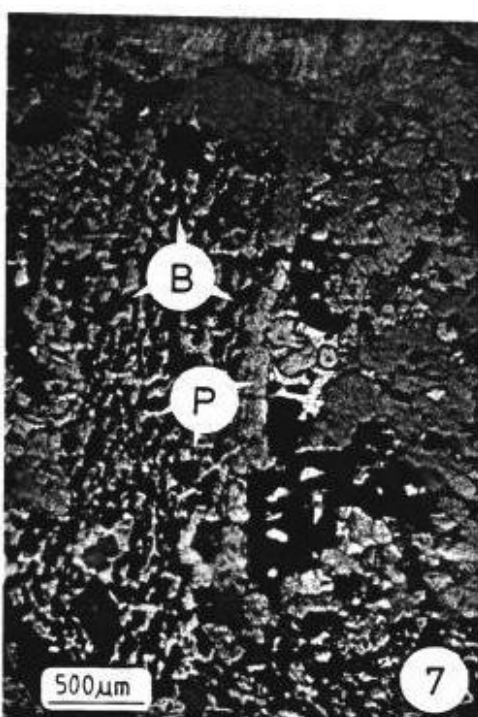
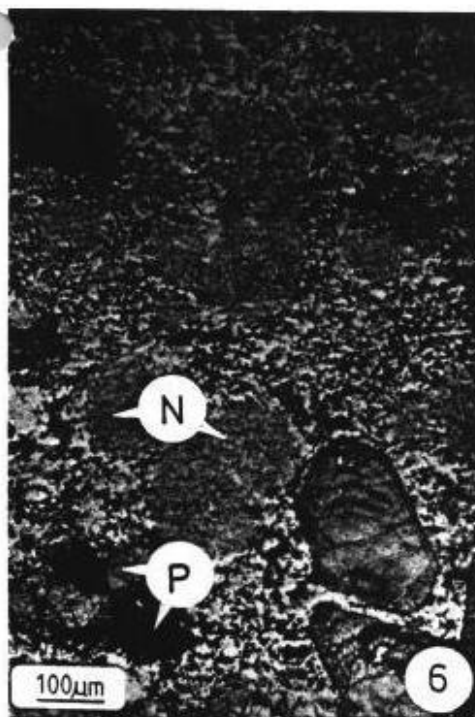
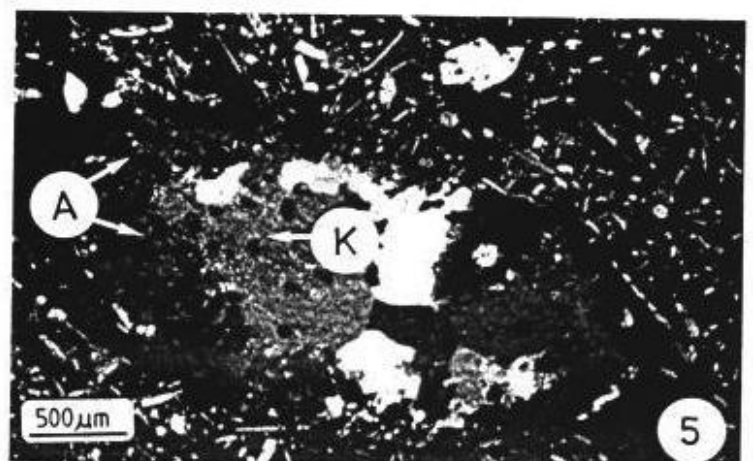
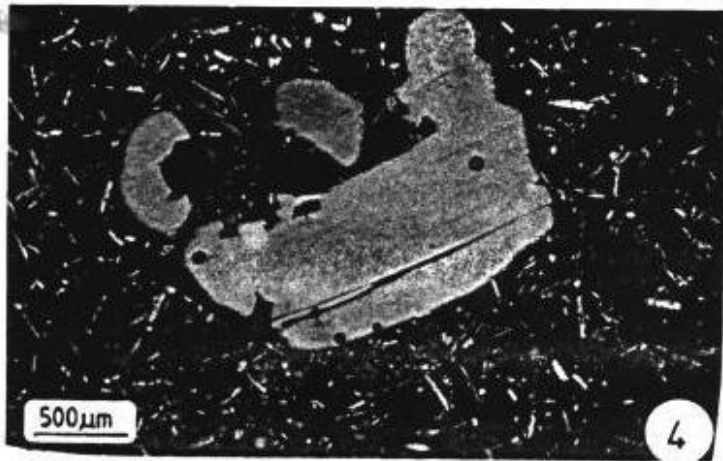
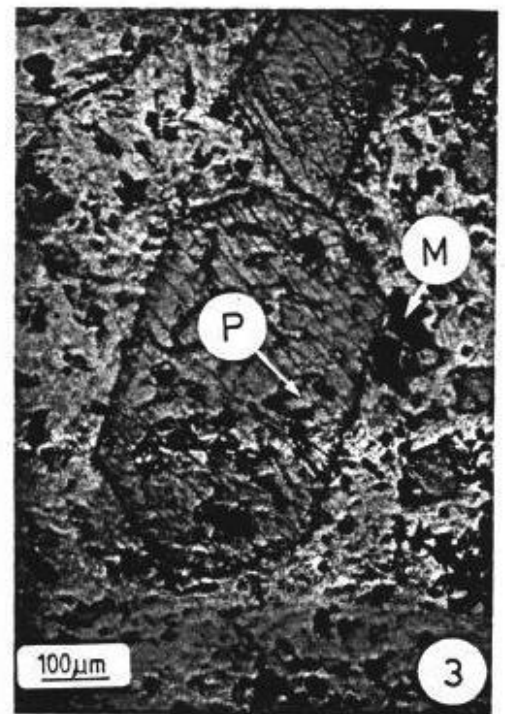
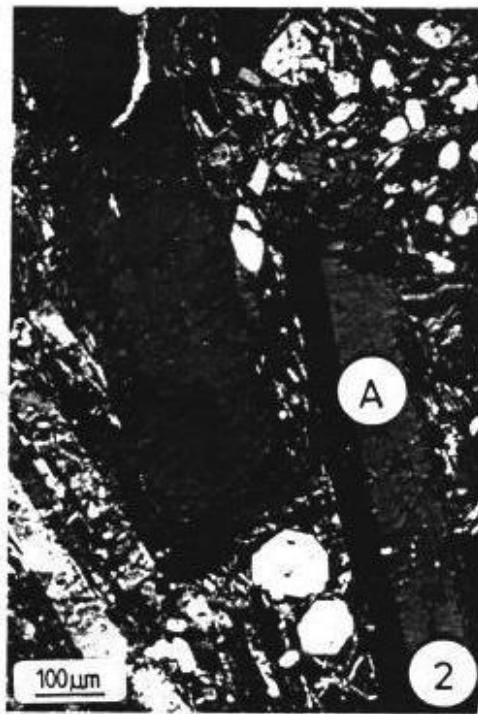
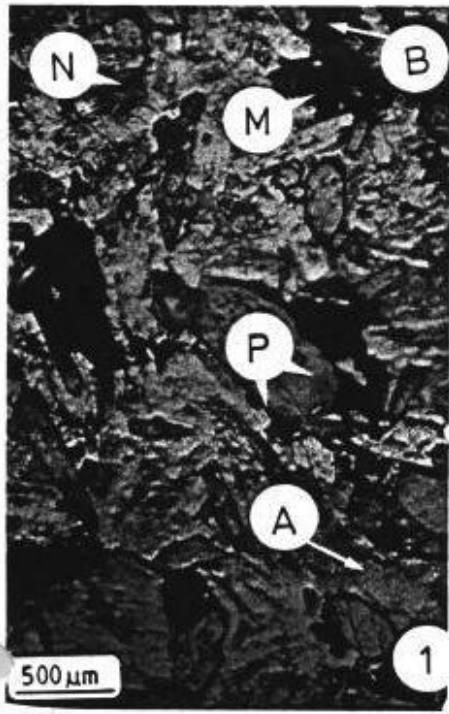
An Foiden kann Sodalith als idiomorphe, sechseckige bis rundliche Einsprenglinge und als Zwickelfüllung ausgemacht werden (auch Analcim ?). Nephelin und dessen Alterationsprodukte zeigen analoge Merkmale wie auch in den Tiefengesteinen (Tafel 7, Fig.6).

Glasige Substanz tritt bevorzugt in den Salbandbereichen auf und ist dann bräunlich pigmentiert, die Matrix der Monchiquite besteht ebenfalls aus glasiger Substanz. Analcim und Fluorit sind nur undeutlich bestimmbare Minerale der Ganggesteine. Zeolithe und grüne Schichtgitterminerale (Serpentin, Talk, Seladonit (?), Saponit?), Fe-Oxide und Fe-Hydroxide, Leukoxen und Karbonat sind finale Auskristallisationen, die eine autohydrothermale Überprägung anzeigen.

Rundliche bis ovale Gebilde mit einer Füllung aus Zeolith, Alkalifeldspat, Karbonat, Foid, Glas und Analcim (?), Fe-Erzschnüppchen und manchmal auch vom Rande her spießig eingewachsenem Biotit und Aegirin werden als Ocelli (Tafel 7, Fig.5) angesprochen. Ocelli gelten als charakteristische Erscheinung anchibasaltischer Ganggesteine und werden als im Schmelzzustand entmischte Bildungen interpretiert.

Am Kontakt zu dem umgebenden Basalt sind die phonolithischen Ganggesteine bräunlich gefärbt und zeigen eine kontaktparallele Streifung (Tafel 5, Fig.5). Der unmittelbare Kontaktbereich mächtiger Ganggesteine ist makroskopisch schwarz gefärbt und von gla-

siger, fettiger Erscheinung. Im Dünnschliff ist zu erkennen, daß idiomorphe Mafiteneinsprenglinge in der braun pigmentierten Glasmatrix schwimmen. Die Einsprenglinge sind: Zonare Klinopyroxene (Ti-Augite und diopsidische Augite, Biotit bis Phlogopit, opake Erzeinsprenglinge, Apatit). Besonderheiten sind zonare Klinopyroxene mit grünem Kern und Biotitkristalle die Apatit, Klinopyroxen und opakes Erz als Einsprengling haben.



Tafel 7

Fig. 1: Foidsyenit (DS 17 b): Klinopyroxen mit Aegirinaugitsaum (P), Biotit (B), Magnetit mit Biotitumwachsung (M), Alkalifeldspat (A) und alteriertem Na-Foid (Sodalith-Zeolith-Alkalifeldspat, N), Titanit und Apatit.

Fig. 2: Fluidaltextur im Trachyt (DS 17 c): Porphyrische Alkalifeldspateinsprenglinge (A) mit tafeligem Habitus in einer feinkristallinen Matrix aus Alkalifeldspat, Na-Foid und Mafiten.

Fig. 3: Porphyrischer Melaphonolith (DS M 1 a). Idiomorphe, diopsidische Ti-Augite (P) mit Querrissen und randlicher Korrosion durch alkalifeldspatreiche Matrix, Biotit und Na-Foid. Klinopyroxen wird siebartig von leukokraten Schmelztröpfchen durchsetzt. Die umgebende Matrix beinhaltet Mikroinsprenglinge von Olivin, Magnetit mit Biotitsaum (M), Klinopyroxen, leukokrater Matrix.

Fig. 4: Glimmermonchiquit (Probe S 1 gr) mit phlogopitischem Biotiteinsprengling: Der Biotitgroßkristall wird buchtig von der alkalifeldspatreichen Matrix korrodiert und hat einen wenige μm breiten Hämatitsaum. Die Grundmasse besteht aus Biotit- und Klinopyroxenmikroinsprenglingen in einer glasigen, alkalifeldspatreichen Matrix.

Fig. 5: Glimmermonchiquit (Probe S 1 f) mit Ocelli aus Karbonat (K) und randlichem Alkalifeldspat- und Zeolithwachstum (A). Grundmasse wie in Fig. 4.

Fig. 6: Ehemaliger idiomorpher Na-Foid (N) ist zu einem Gemenge aus Na-Foid und Alkalifeldspat zerfallen (Pseudoleuzit- bzw. Hydronephelinproblematik). Klinopyroxen (P) mit Durchkreuzungszwillingen. Die Grundmasse besteht aus einem feinkörnigen Gemenge aus Alkalifeldspat, Biotit, Klinopyroxen, Magnetit und Na-Foid.

Fig. 7: Glimmerpyroxenit-Xenolith (DS 17 c III): Diopsidischer Augit wird symplektitisch von Biotit zerlegt. Vom Rande her dringt leukokrate, alkalifeldspatreiche Matrix ein.

Fig. 8: Syenodioriteinschluß im Trachyt (DS C-1): Amphibol (A) und Plagioklas (P) werden von der umgebenden trachytischen Matrix randlich korrodiert.

4.1.4 Die Einschlüsse in den Alkalimagmatiten

Fremdgesteinseinschlüsse magmatischer und sedimentärer Herkunft sind eine seltene aber typische Erscheinung besonders in den Ganggesteinen. Ihre Formen reichen von rundlichen, etwa faustgroßen Xenolithen über nur wenige cm-lange, dunkle xenolithische Schlieren bis zu den nur mikroskopisch erkennbaren Quarzkorneinschlüssen.

Die Xenolithe im Pyroxentrachyt (Probe C) des Cerro-Capiitindy sind rundliche Gebilde von knapp 5 cm-Durchmesser. Das Gestein ist ein hypidiomorph-gleichkörnig ausgebildetes Tiefengestein von syenodioritischer Zusammensetzung und hat folgenden Mineralbestand: Diopsidischer Klinopyroxen, helloliv bis olivbraun pleochroitischer Amphibol mit Klinopyroxenrelikten und etwas opakem Erz und Biotit im Kernbereich, Biotit, Apatit, Titanit, etwas opakes Erz, Plagioklas, wenig Alkalifeldspat, wenig (< 1 Vol.-%) Foid, Zeolith (Tafel 7, Fig.8).

Dunkle, xenolithische Schlieren im trachytischen Ganggestein (Probe 17c) sind Überreste eines gabbroiden bis glimmerperidotitischen (ehemaliger Pyroxenit, Kummulat?) Gesteines (Tafel 7, Fig.7). Der Mineralbestand ist: Diopsidischer Klinopyroxen, Biotit, Apatit, opakes Erz, wenig Alkalifeldspat und Foid im Randbereich. Charakteristisch ist die orientierte Verdrängung des Klinopyroxens durch Biotit.

Der lamproitische Phonolith (Probe 13a, 13b) führt am Kontakt zum Basalt kleine schwarze Basaltsplitter des Nebengesteins. Die kantigen Bruchstücke sind z. T. mit Fe-Erzen vererzt und auch karbonatisiert, sie leiten über zu den Subintrusivbrekzien. In den Basaltbruchstücken kann das Vordringen von Alkalifeldspat und Foid auf Kosten des Plagioklases beobachtet werden.

Daneben kommen rundliche bis eckige Tiefengesteinsbruchstücke (legit LIPPOLT 1985) mit bis 10 cm-Durchmesser vor. Diese hellen Plutonite sind durch porphyrische Feldspatgroßkristalle (bis 3 cm- Größe) von rosafarbener Tönung ausgezeichnet. Es sind Syenite bis Diorite (Tafel 6, Fig.1) mit folgendem Mineralbestand: Diopsidischer Klinopyroxen, Biotit, opakes Erz, Olivinreste, Apatit und eine alkalifeldspatreiche, durch Fe-Erz getrübbte Grundmasse. In alterierten Specimen treten die Mafiteneinsprenglinge zurück, dafür treten durch Fe-Erz braun pigmentierte Plagioklase hinzu. Diese Plagioklase sind teilweise alkalifeldspatisiert und werden randlich von Karbonat angefressen. Die Plagioklase fiedern am Kontakt zu vordringendem Karbonat auf und haben eine Saum von Alkalifeldspat zum Karbonat hin, nie berühren sich Karbonat und

Plagioklas, auch wachsen vom Plagioklas aus winzige grüne Kristallnadelchen (Aegirin ?) in den Alkalifeldspatsaum. Foide sind nur als stark getrübe Überreste zu erkennen, Biotit löst sich in einzelne Fetzen auf und ist am Rande von opaken Erzsäumen umgeben. In frischen plutonischen Xenolithen ist der Biotit beinahe völlig einschlußfrei. Hier kann auch ein Ti-Augitsaum um grünliche diopsidische Augite beobachtet werden.

Mehr feinkörnige, dunkle Xenolithe können als Syenogabbros bis Glimmersyenite (Tafel 6, Fig.7) angesprochen werden.

Die geförderten Xenolithe belegen ein Spektrum von pyroxenitischen Gesteinen über dioritische Gesteine zu syenitischen Gesteinen. Die C.-del-Y. wird also von Alkalimagmatiten und pyroxenitischen Gesteinen (Kumulate ?) unterteuft.

4.1.5 Die Sonderformen (Strahlsteine, Brekzien)

4.1.5.1 Die Strahlsteine

Die Strahlsteine (Tafel 6, Fig.10; Probe 108, 109) haben den gleichen Mineralbestand und zeigen ähnliche Mineralverwachsungen wie die porphyrischen K-reichen Basalte der C.-del-Y (Probe Y 1). Ihr, im Gelände und im Handstück sofort auffallender, entscheidender Unterschied zu den unter den Basalten schon beschriebenen porphyrischen K-reichen Trachybasalten besteht in dem strahlsteinartigen Habitus. Die strahlige, stengelige Ausbildung der dunklen Klinopyroxene mit einem Länge/Breite-Verhältnis bis 10 : 1 verleiht den eigenartigen Strahlsteincharakter.

Im Mikroskop zeigt sich ebenfalls das extrem nach der c-Achse gestreckte Wachstum der Klinopyroxene (Augite). Diese sind zerbrochen und verbogen, auf Rissen und als Ummantelung tritt Hämatit und opakes Erz auf, paragenetisch ist Ti-Magnetit und Ilmenit (?) mit dem Augit verwachsen. Einfache Zwillinge und eine graue bis braungraue Eigenfarbe sowie sich durchspießende Kristallverwachsungen sind weitere Kennzeichen der Augite. Verdrängend wirken Fe-Erze und ein giftgrünes, schichtig bis wirrstrahlig verwachsenes Mineral, auch Karbonat dringt buchtig in den Augit ein. Das sekundäre, smaragd-giftgrüne bis hellolivfarbene pleochroitische Mineral hat negative Elongation, löscht undulös aus (submikroskopisch verwachsene Einzelminerale) und kristallisiert in Büschelform aus. Um diese Mineralneubildungen herum wächst ein schwammiges, trübes, braunes Gebilde aus sekundären Fe- (Ti-) Mineralen. Das grüne Mineral wird nach seinen optischen Merkma-

len als Saponit angesprochen.

Plagioklas ist deutlich an seiner Leistenform und an den Zwillingen zu erkennen, die Verdrängung durch Alkalifeldspat und auch Karbonat (und Zeolith ?) geschieht auf Rissen, vom Rande und vom Kern her.

Ti-Magnetit, Ilmenit (?), Hämatit und Fe-Hydroxide sind weitere Bestandteile der Strahlsteine. Die mikroskopisch zu beobachtende Paragenese von Klinopyroxen und Ti-Magnetit und deren häufige Hämatitisierung ruft die deutliche Rotfärbung des Gesteins vor.

Alkalifeldspat-Plagioklas-Verwachsungen und Bereiche mit Karbonat sowie dem giftgrünen Mineral sind auf Zwickeln zu finden, auch Apatitstengel und Alkalifeldspat-Zeolith-Verwachsungen sind zu beobachten.

Die Strahlsteine sind nach Mikroskopie und Geochemie als porphyrisch struierte Diabase von basaltischer Zusammensetzung anzusprechen, die eine deutliche Klinopyroxensprossung und eine ebenso deutliche Alkalifeldspatisierung und Hämatitisierung erfahren haben. Sie gehören mit den porphyrischen K-betonten Basalten in eine Gruppe. Ihre Lage im Gelände in der Nähe der Alkaliintrusivgesteine und ihre hohen K-Gehalte lassen in diesem Gestein K-metasomatisch und thermometamorph überprägte Diabase aus dem Angleichungsbereich Basalt-Alkaliintrusivgestein vermuten. Solche Phänomene wurden bisher meines Wissens aus dem unmittelbaren Kontaktbereich Basalt-Alkaliintrusivgestein innerhalb des Paranábeckens noch nicht beschrieben.

4.1.5.2 Die Brekzien

Eine weitere Sonderform bilden die Subintrusivbrekzien (Tafel 4, Fig.4), die im Kontaktbereich Basalt - Ganggesteine auftreten. Sie stammen nicht - wie z. B. die Strahlsteine - aus einem in situ entwickelten allmählichen Angleichungsbereich, sondern dokumentieren die Zertrümmerung der Basalte durch einbrechende alkalireiche Magmen.

Die hier mikroskopisch zu beschreibenden Subintrusivbrekzien stammen aus der NW-Ringstruktur der C.-del-Y. Die basaltischen Bruchstücke haben ophitische Struktur und den typischen Mineralbestand von Klinopyroxen, Ti-Magnetit, Feldspat und sekundäre Mineralneubildungen. Eine leichte Hämatitisierung der Basalte und randliche, buchtige Korrosion der Basaltbruchstücke ist zu bemerken.

Die Basaltbruchstücke stecken in einer grünlichen, magmatischen Matrix. Diese besteht aus opaken Erzanteilen in einer alkalifeldspatreichen, mikrokristallinen Matrix. Diese z. T. glasig ausgebildete Matrix ist durch Fe-Erzflitter intensiv getrübt, sie enthält Ti-Augit/Aegirinaugit-Bruchstücke und kleine Titanite(?) sowie rundliche Gebilde (Ocelli?), die aus klarem Zeolith und Alkalifeldspat bestehen. Die alkalifeldspatreiche Matrix hat kaum auf die Basaltbruchstücke eingewirkt, hat die Basalte aber brekziert und kann als explosive Phase bei der Platznahme der Alkaliintrusivgesteine angesehen werden.

4.2 Klassifikation und Nomenklatur der magmatischen Gesteine

4.2.1 Die K-betonten Alkalimagmatite

Nach ROSENBUSCH (1923) führen Alkaligesteine Feldspat, Foid und Alkalimafite als charakteristische Minerale, Orthopyroxen fehlt. Geochemische Kriterien für die Zuordnung zu den Alkaligesteinen sind normativer Foid und/oder normativer Akmit (s. auch Diskussion des Terms "Alkaline Rock" bei SORENSEN 1974).

Die hier untersuchten Alkaligesteine erfüllen diese Bedingungen, denn sowohl modaler wie normativer Foid oder Alkali-Mafite sind vorhanden. Da bei den bearbeiteten Alkalimagmatiten (bis auf 1 Probe) $K_2O > Na_2O$ (Gew.-% und Mol.-%) ist, werden die Gesteine als K-betonte Alkalimagmatite angesprochen.

K-betonte Alkalimagmatite haben K-Feldspat, K-Foid, Phlogopit (Biotit) und K-Amphibol als typische Minerale, eine etwaige Glasbasis ist stets sehr K-reich. Dabei ist zu beachten, daß der K-Foid Leuzit unter hohen Drücken instabil ist, bzw. bei 1 kbar bis 40% Na-Foid einbauen kann (FUDALI 1963; GITTINS ET AL. 1980). Dafür kann sich die Paragenese Biotit und Kalifeldspat und Na-Foid bilden. Eine Paragenese, die den hier untersuchten Alkalimagmatiten eigen ist.

K-reiche Alkaligesteine sind seltene Gesteine, besonders K-betonte Alkaliplutonite gehören zu den petrographischen Ausnahmeerscheinungen. HUGHES (1982) schreibt über Hoch-K-reiche Serien: "These rocks are a very sparse and highly variable group of rocks, many of them so rare as to be petrological curiosities, apparently genetically linked in some way by extraordinarily high contents of incompatible elements and high initial $^{87}Sr/^{86}Sr$

ratios. Nevertheless they exist and their presence should be explained in any philosophy of igneous rocks".

Die Alkaligesteine lassen sich mit herkömmlichen Klassifikationen (z. B. im QAPF-Doppeldreieck, zur Diskussion s. SORENSEN 1974) nur schlecht klassifizieren. Auch für die hier untersuchten Alkalimagmatite gilt die von SORENSEN (1986) getroffene Feststellung: "The various groups of alkaline rocks do not conform to common and accepted systems of petrological systems".

Die Klassifizierung der K-betonten Alkalimagmatite muß aber trotzdem nach dem modalen oder geochemischen Stoffbestand geschehen.

4.2.1.1 Klassifikation nach dem Modus

Um die K-betonten Alkalimagmatite klassifizieren zu können, wurde ein Klassifizierungssystem unter Verwendung der Vorgaben bei ROSENBUSCH (1923), TRÖGER (1969), STRECKEISEN (1976, 1980), SORENSEN (1974) und WIMMENAUER (1985) ausgearbeitet. Dieses System gilt speziell für die K-betonten Alkalimagmatite. In dieses Schema (Abb.22) wurden die abgeschätzten modalen Zusammensetzungen der Alkalimagmatite eingefügt. Zum Vergleich und zur "Kalibrierung" des eigenen Abschätzvermögens wurden einige Alkalimagmatite mit dem Zähltablett ausgezählt (Tab.11). Es wurden jeweils mehr als 1500 Punkte ausgezählt.

Im QAPF-Dreieck nach STRECKEISEN (1980) fallen die Plutonite vom Cerro-Santo-Tomas bei Paraguarí in die Felder der Essexite und foidführenden Monzodiorite (Proben S 2, Bit 2). Die Gesteine der C.-del-Y. (17b, 19, 19 II) fallen in das Foyait-Feld, ebenso die Probe A 7 von Agua-Pety-Porton.

Tab.11 Modalbestände ausgewählter K-betonter Alkaliintrusivgesteine.

Probe	Mafite	Plag	Alk	Foid	Summe	Lokalität
S 2	29,3	35,0	27,3	8,3	99,9	Santo-Tomas/Paraguarí
Bit 2	37,8	36,7	20,8	4,6	99,9	Santo-Tomas/Paraguarí
17b	49,9	Sp.	38,4	11,8	100,1	C.-del-Y
19	43,8	Sp.	41,9	14,3	100,0	C.-del-Y.
19 II	43,1	Sp.	41,3	15,7	100,1	C.-del-Y.
A 7	45,1	Sp.	38,3	16,6	100,0	Agua-Pety-Porton

Tab.12 Modalbestände zweier Glimmermonchiquite des Cerro-Santo-Tomas bei Paraguarí.

Probe	Biot.	Pyx	Matr.	Akz. (Erz, Ap., Ol-Pseud.?)	Summe
S 1 gr	17,7	37,2	35,7	9,4	100,0
S 1 f	17,3	29,7	45,9	7,2	100,1

Da im QAPF-Dreieck die Mafite nicht zur Klassifikation herangezogen werden (Shonkinite, Malignite und leukokrate Foidsyenite können z. B. auf den gleichen Punkt innerhalb des QAPF-Dreieckes fallen) ist dieses System schlecht zur Darstellung der Alkalimagmatite geeignet. Es eignet sich jedoch für eine Grobeinteilung in Gruppen (STRECKEISEN 1976, 1980).

Die Alkaliintrusivgesteine fallen nach ihrem abgeschätzten Modalbestand in dem für den Feldgebrauch vereinfachten QAPF-Doppeldreieck nach STRECKEISEN (1976) in die Abteilungen der Syenitoide und Foidsyenitoide (Sektionen II und V). Die plagioklasführenden Intrusiva des Cerro-Santo-Tomas bei Paraguarí fallen in die Abteilungen Dioritoide und Foiddioritoide (Sektionen III und VI in der STRECKEISEN'schen Einteilung). Die ultramafischen Xenolithe (FZ > 90) fallen in die Abteilung der (Biotit-) Pyroxenite (Sektion X).

Nach der Einteilung der Vulkanite in einzelne Gruppen (STRECKEISEN 1980) fallen die hier untersuchten Alkalivulkanite in die Abteilungen Trachytoide, Phonolithoide und Foiditoide (Sektionen III, IV, VII). Trachytoide Gesteine werden fortan als "Trachyt" angesprochen, phonolithoide Gesteine als "Phonolith".

Nach Korngröße, Struktur und Textur können zwei große Abteilungen von Alkalimagmatiten unterschieden werden:

1. Alkaliplutonite (Alkaliintrusiva und Alkalisubinintrusiva). Darunter werden im folgenden alle hypidiomorph bis panidiomorph ausgebildeten Gesteine zusammengefasst. Diese Gruppe umfasst auch porphyrische Gesteine mit hypidiomorph-gleichkörnig ausgebildetem modalem Hauptbestand.

2. Alkalivulkanite (Alkalieffusiva und Alkalisubeffusiva). Darunter werden im folgenden Ganggesteine, Ergußgesteine und Subvulkanite verstanden. Charakteristisch ist der stark porphyrische, leuko- bis melanokrate Charakter und mikrokristalline bis glasige, leukokrate Matrix, oft mit Fluidal- oder Paralleltextur.

Da die Gesteine der beiden Abteilungen ineinander übergehen (Subintrusive Alkaliplutonite und subeffusiva Alkalivulkanite) und

auch nebeneinander existieren und sich vermischen (z. B. im alten Steinbruch bei Mbocayaty), ist diese Einteilung "cum grano salis" zu verstehen.

FOIDE	0 - 10 %		10 - 60 %	
ALK.	> 65%	65-35%	> 90 %	90-65%
FARBZAHL ↓ 20 35 40 60 80	FOID-FÜHRENDE SYENITE	FOID-FÜHRENDE SYENODIORITE	FOIDSYENITE (FOYAITE)	ESSEXITE
	TRACHYTE	TRACHY-ANDESITE	PHONOLITHE (TINGUAITE)	PHONOLITHISCHE LEUKO-TEPHRITE
	LUSITANITE	FOID-FÜHRENDE SYENOGABBROS	MALIGNITE (LUJAVRITE)	ESSEXITE
	MELATRACHYTE	TRACHY-BASALTE	MELA-PHONOLITHE	PHONOLITHISCHE TEPHRITE/BASAN
	S H O N K		I N I T E	

Abb.22 Klassifikationsschema nach dem Modus für die K-betonten Alkalimagmatite. In den durch die senkrechten und waagrechten Linien abgegrenzten Feldern stehen oben die Namen für die Plutonite und unten die Namen für die Vulkanite. Die "FOIDE" entsprechen dem Vol.-%-Anteil der Foide (und deren Umwandlungsprodukte) am leukokraten Mineralbestand. Unter "ALK" ist das in Vol.-% ausgedrückte Alkalifelspat/Plagioklas-Verhältnis zu verstehen.

Eine mengenmäßig untergeordnete Rolle spielen die Alkalilamprophyre. Nach den Definitionen bei WIMMENAUER (1973), STRECKEISEN (1980) und ROCK (1977) sind die melanokraten Ganggesteine des Cerro-Santo-Tomas bei Paraguarí zu den Alkalilamprophyren (anchibasaltische Ganggesteine) zu zählen. Nach den petrologischen Charakteristika (melanokrate Ganggesteine, assoziiert mit Alkaliintrusivgesteinen, porphyrische Struktur, glasige Matrix mit Karbonat/Zeolith-Ocelli, hoher modaler (>40) und normativer Farbindex, mafischer (basanitoider) Charakter, hohe LILE- und H₂O- und C₂O-Gehalte) sind diese Alkalilamprophyre zu den Glimmermonchiquiten (WIMMENAUER 1973, STRECKEISEN 1980, ROCK 1977) zu zählen.

Es ist zu bemerken, daß die glimmerporphyrischen, phonolithischen Ganggesteine mit lamproitischem Charakter der C.-del-Y. durchaus Affinitäten zu den Alkalilamprophyren haben.

4.2.1.2 Geochemische Klassifikation

Nach SAHAMA (1974) haben potassische Alkaligesteine eine deutliche K_2O -Vormacht über Na_2O (Gew.-%). Diese K-Vormacht ist bei dem feinkörnigen Glimmer-Monchiquit S1-f nicht gegeben ($Na_2O > K_2O$), alle anderen untersuchten Alkaligesteine zeigen die K-Vormacht über Na.

Alkaligesteine können weiterhin nach ihrem molekularen Verhältnis von $Na_2O + K_2O/Al_2O_3$ (Agpaitischer Index/Koeffizient, A.K., s. Tab 16b) in Agpait (A. K. > 1) und Miaskite (A. K. < 1) unterteilt werden (s. Diskussion bei SORENSEN 1974 und WIMMENAUER 1985).

Die bearbeiteten Alkaligesteine haben einen AK < 1 (Tab.16b) und sind demnach Miaskite. Diese sind auch durch Apatit- und Titanitführung ausgezeichnet. Im allgemeinen fehlen den Miaskiten seltene Minerale wie Eudyalit, Lamprophyllit u. a. Eine Probe aus der C.-del-Y. (Probe 19) ist ein Agpait (A.K. = 1,1). Die meisten Gesteine haben jedoch einen A.K. nahe 1, die Gesteine haben also agpaitische Tendenz.

K-reiche Alkalimagmatite (Vulkanite) lassen sich nach dem Grad ihrer SiO_2 -Untersättigung in Orendite und Kamafugite einteilen (SAHAMA 1974). Kamafugite sind dabei die stark untersättigten Gesteine, während die Orendite nur geringe SiO_2 -Untersättigung aufweisen, bzw. sich im Bereich der SiO_2 -Sättigung befinden. Die hier untersuchten Gesteine weisen somit alle orenditische Affinität auf. Zu den typischen Vertretern solcher Gesteine gehören Lamproite und Alkali-Lamprophyre. Ähnliche Gesteine sind die K-betonten Alkaliganggesteine (Proben 13 a, 13 b, 17 c, S1 gr, S1 f, 53) und subeffusive bis effusive Alkaligesteine (Proben C, St Ha gr, St Ha f).

Lamproite sind sowohl K- wie auch Mg-reiche (extrusive) Alkaligesteine (NIGGLI 1923; s. auch WIMMENAUER 1985), sie sind Biotitreiche Alkalilamprophyräquivalente. Die bearbeiteten Alkaliganggesteine und effusiven bis subeffusiven Alkaligesteine sind keine echten Lamproite, sie haben aber alle einen deutlich lamproitischen Charakter.

Nach der Klassifikation im TAS-Diagramm (Abb.23) nach ZANETTIN (1984) fallen die K-betonten Alkalivulkanite (Effusiva, Sub-

effusiva , Ganggesteine) in die Felder 3b (Tephrite/Basanite), 3c (Phonotephrite), 3d (Tephriphonolithe), 2d (Latite) und 2e (Trachyte).

Im R1/R2-Diagramm (Abb.24) nach DELAROCHE ET AL. (1980) nehmen die K-betonten Alkalivulkanite die Felder A (Basanit), B (Tephrit), C (phonolithischer Tephrit), D (Trachyphonolith), E (Latit) und F (Mugearit/Trachyandesit) ein.

Die Klassifikationen der Vulkanite nach der Geochemie und nach dem abgeschätzten modalen Bestand unter Verwendung von Abb.22 sind in Tab.13 einander gegenübergestellt.

Die Klassifikation der Plutonite nach ihren Hauptelementgehalten im R1/R2-Diagramm (Abb.24) nach DELAROCHE ET AL. (1980) führt für die K-betonten Plutonite zu keiner befriedigenden Lösung. Das Theralithfeld (Feld A: Plutonit mit Plagioklas und Foid) wird durch die hier bearbeiteten Gesteine tatsächlich nie verwirklicht, da fast alle Plutonite eine Alkalifeldspatvormacht haben. Das Essexitfeld im R1/R2-Diagramm (Felder B und C zusammen) umfaßt Essexite, Malignite, Lujavrite, Lusitanite und andere mehr; helle und dunkle, plagioklasfreie und plagioklasführende Gesteine fallen hier in ein gemeinsames Feld. Weitere Proben fallen in die Felder D (Ne-Syenit), G (Syeno-Gabbro) und H (Alkaligabbro). Die Bezeichnung der Plutonite wird deshalb gemäß dem Schema in Abb.22 vorgenommen (Tab.13).

Tab.13 Nomenklatur der K-betonten Alkalimagmatite. *Handwritten note: Malignite 8.12.80*

Probe	R1/R2-Diagramm	TAS-Diagramm	Modalbestand
Cordillera-del-Ybytyruzu			
17b	Essexit		Malignit
19	Essexit		Lujavrit
25	Theralith		Malignit
26	Essexit		Essexit
28	Theralith		Essexit
102	Theralith		Malignit
106	Theralith		Malignit
154	Ne-Syenit		Foidyenit
X			Foidf. Syenit
18			Malignit
25a			Shonkinit
13a	Phonol. Tephrit	Tephriphonolith	Phonolith
13b	Phonol. Tephrit	Tephriphonolith	Phonolith
105	Mugearit	Tephriphonolith	Phonolith
17c	Trachyphonolith	Trachyt	Trachyt

53 ✓	Latit	(Trachyandesit) Latit	Trachyt
C	Mugearit	(Trachyandesit) Latit	Trachyt
XY ✓	Tephrit	Phonotephrit	phonol. Tephrit
✓ St Ha-gr	Basanit	Tephrit/Basanit	phonol. Basanit
✓ St Ha-f	Tephrit	Tephrit/Basanit	phonol. Basanit
28b			phonol. Tephrit
28 II			phonol. Tephrit
101b			phonol. Tephrit
101			phonol. Tephrit
17 ✓			Trachybasalt
107			Trachyt

Cerro-Santo-Tomas bei Paraguari

S 2	Syenogabbro		Essexit
Bit 2			Foidf. Syenogabbro
Bit 2b			Foidf. Syenodiorit
Bit 2c			Foidf. Syenodiorit
Bit 2d			Trachyandesit
S 1 gr	Tephrit	Tephrit/Basanit	Glimmer-Monchiquit
S 1 f	Tephrit	Tephrit/Basanit	Glimmer-Monchiquit

Agua-Pety-Porton

A 16	Essexit		Essexit
A 1	Essexit		Lusitanit
A 9			Foidsyenit
A 3			Malignit
A 7			Malignit

Mbocayaty

M 1	Syenogabbro		Malignit
M 7	Essexit		Malignit
M5-1	Theralith		Malignit
Mb 3	Essexit		Foidsyenit
Mb 4			Essexit
Mb 1			Foidsyenit
M 9			Malignit
M5-2	Mugearit		Trachyandesit
M 1a			Melaphonolith
M 1b			Trachyt
M 1c			Trachyt
M 1d			Melaphonolith
M 1e			Melaphonolith
M 4			phonol. Tephrit

Die in dieser Tabelle aufgelisteten Gesteinsnamen können alle verwendet werden. Da die K-betonten Magmatite von Ostparaguay sehr seltene Gesteine sind, wird in dieser Arbeit auf die Nomenklatur nach dem abgeschätzten Modalbestand zurückgegriffen. Die geochemischen Systeme tragen dem speziellen Charakter K-betonter Alkalimagmatite nicht genügend Rechnung. Die hier verwendete Nomenklatur ist ein Notbehelf und soll dazu anregen, eine notwendige und auf wesentlich breiterer Grundlage basierende Klassifikation der K-Magmatite aufzustellen. Hinzu kommt, daß in allen vorliegenden Nomenklaturen der metasomatische Charakter der K-betonten Alkalimagmatite nicht berücksichtigt wird.

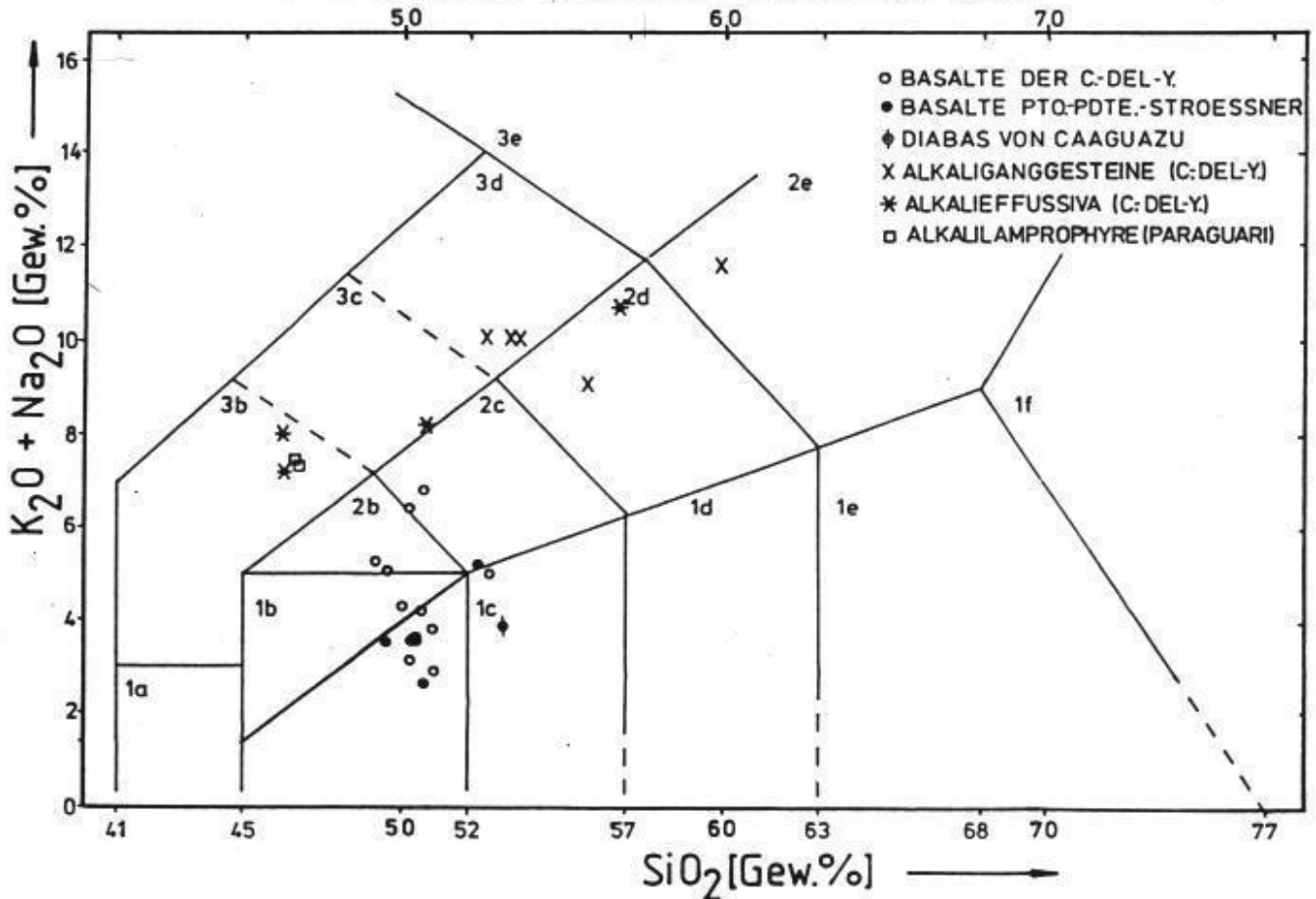


Abb.23 Klassifikation der mesozoischen Vulkanite im TAS-Diagramm nach ZANETTIN (1984).

In dem Klassifikationsschem nach ZANETTIN können die vulkanischen Gesteine in solche mit Na-Vormacht und in solche mit K-Vormacht unterschieden werden. K-betonte Vulkanite liegen dann vor, wenn $Na_2O - 1,5 > K_2O$ ist. Dies ist bei den meisten hier vorliegenden Vulkaniten der Fall, eine Ausnahme bildet der Glimmermonchiquit S 1 f des Cerro-Santo-Tomas von Paraguari. Für die Na-betonten und die K-betonten, melanokraten Vulkanite ist jedoch kein besonderer Gesteinsname vorgesehen.

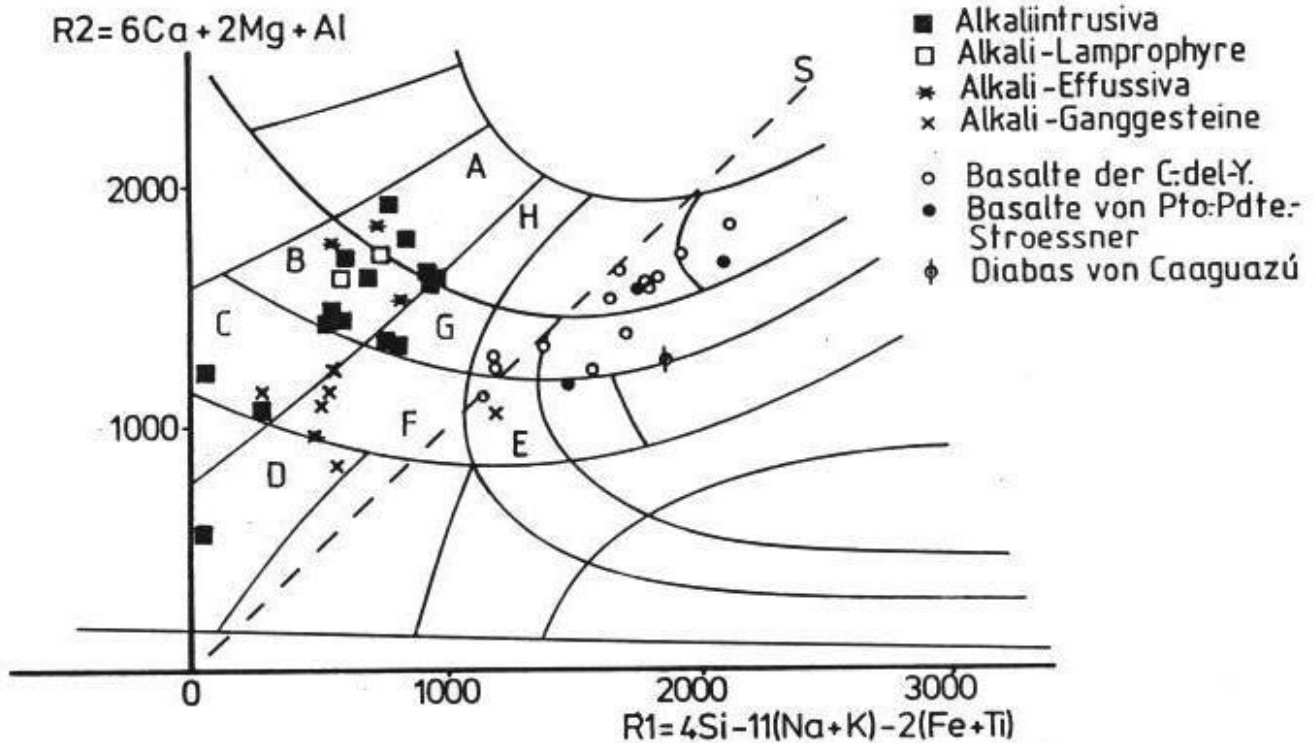


Abb.24 Klassifikation der mesozoischen Magmatite im R1/R2-Diagramm nach DELAROCHE ET AL. (1980).

4.2.2 Die basaltischen Gesteine

Basalte können nach den Kriterien von MACDONALD & KATSURA (1964) im TAS-Diagramm in Alkalibasalte und Tholeiite unterteilt werden. IRVINE & BARAGAR (1971) unterscheiden im TAS-Diagramm Alkali- und Subalkalibasalte (Abb.25).

Nach ihrer CIPW-Norm (Anhang) sind alle Basalte Qz-normativ und somit keine Alkalibasalte im Sinne von YODER & TILLEY (1962). Die CIPW-Norm der beiden Proben 103 und Y1 weist normativen Quarz auf, welcher von freigesetztem SiO_2 alterierter Mafite (Olivin, Klinopyroxen) herrührt. Dies beruht auf der normativen Hämatitberechnung, welche das Fe^{+++} (aus Fe^{++} alterierter Mafite) bindet, und somit normativen - und auch modalen - Quarz freisetzt. In der ebenfalls auf modifizierten normativen Mineralbeständen beruhenden Einteilung des R1/R2-Diagramms (DELAROCHE ET AL. 1980) liegen dies beiden Proben schon jenseits der Qz-Sättigungslinie.

Die Basalte lassen sich nach ihrer Geochemie im TAS-Diagramm (ZANETTIN 1984) und im R1/R2-Diagramm klassifizieren (Abb.23, 24). Im R1/R2-Diagramm nach DELAROCHE ET AL. (1980) belegen die

Basalte folgende Felder: Tholeiitbasalt (Proben 21, 27, PS 7); Olivinbasalt (Proben 1, 13, 13 ++, Zor 1, 14-7-V, PS 3); Andesibasalt (Proben 17, T 15, 007); Latibasalt (Proben Y 1, 103, 109); Latiandesit (Probe PS 1); Latit (Probe 108).

Im TAS-Diagramm nach ZANETTIN (1984) fallen die Basalte (H₂O- und CO₂-frei) in folgende Felder: Tholeiitbasalt (Feld; Proben 13, 13 ++, 21, 27, T 15, Zor 1, 14-7-V, PS 3, PS 7); Andesibasalt (Feld 1c; Proben 17, 007); Trachyandesit (Feld 2c; Proben 108, Y 1, PS 1); Trachybasalt (Feld 2b; 103, 109); Alkalibasalt (Feld 1b; Probe 1).

Tab.14 Nomenklatur der basaltischen Gesteine nach der Geochemie.

Prob.-Nr.	R1/R2-Diagramm	TAS-Diagramm
Cordillera-del-Ybytyruzú		
1	Olivinbasalt	Alkalibasalt
17	Andesibasalt	Andesibasalt
108	Latit	Trachyandesit
Y 1	Latibasalt	Trachyandesit
103	Latibasalt	Trachybasalt
109	Latibasalt	Trachybasalt
13	Olivinbasalt	Tholeiitbasalt
13 ++	Olivinbasalt	Tholeiitbasalt
21	Tholeiitbasalt	Tholeiitbasalt
27	Tholeiitbasalt	Tholeiitbasalt
T 15	Andesibasalt	Tholeiitbasalt
Zor 1	Olivinbasalt	Tholeiitbasalt
14-7-V	Olivinbasalt	Tholeiitbasalt
Caaguazu		
007	Andesibasalt	Andesibasalt
Puerto-Presidente-Stroessner		
PS 1	Latiandesit	Trachyandesit
PS 3	Olivinbasalt	Tholeiitbasalt
PS 7	Tholeiitbasalt	Tholeiitbasalt

Wegen ihrer heterogenen und geringen Korngröße, der oft glasigen Matrix und sekundären Umwandlungserscheinungen eignen sich Basalte nicht zur Darstellung im QAPF-Diagramm. Von den hier zu Vergleichszwecken modal ausgezählten Basalten stammen zwei Basalte aus der C.-del-Y. (Probe 69 I und 13) und eine Probe (PS 1) aus der Kernbohrung bei Pto.-Pdte.-Stroessner (Tab.15). Im QAPF-

Dreieck fallen die darstellenden Punkte in das Basaltfeld, eine weiter Unterteilung kann nicht gemacht werden.

Tab.15 Modale Zusammensetzung dreier Paraná-Basalte aus Ostparaguay.

Probe	13	69 1	PS 1
Plag	52,9	50,5	61,8
Alk			
Glas			
cpx	33,8	37,1	24,3
Ol + SM	5,9	6,1	6,0
<u>TM + A</u>	<u>7,4</u>	<u>6,3</u>	<u>7,9</u>
Summe:	100,0	100,0	100,0

SM = aus Olivin und cpx entstandene Schichtgitterminerale

TM = Titano-Magnetit

A = Akzessorische Minerale

4.3 Geochemische Untersuchungen (Haupt- und Spurenelemente)

Der Stoffbestand der Gesteine und charakteristische geochemische Parameter lassen sich an den Elementgehalten ablesen. Differentiationstrends und Kontamination können in einfachen Variationsdiagrammen abgelesen werden. Nicht zuletzt der Vergleich mit den Basalten des Paranábeckens und Alkalimagmatiten von der E-Seite des Paranábeckens gelingt anhand der geochemischen Daten am überzeugendsten.

4.3.1 Die Hauptelemente: Variationsdiagramme und geochemische Trends

Die Hauptelemente werden in Variationsdiagrammen gegen MgO als Differentiationsparameter aufgetragen und ermöglichen eine geochemische Charakterisierung der Magmatite.

Der M-Wert (HUGHES & HUSSEY 1976, WILKINSON 1982) ist ein Indikator für die geochemische Primitivität basischer Gesteine. Magmen mit einem M-Wert > 50 können als primitiv bezeichnet werden, hohe Ni- und Cr-Gehalte bestätigen dies im allgemeinen (Tab.16a, b). Eine weitere Einteilung von Alkalimagmatiten gelingt über den

agpaitischen Index/Koeffizient ($K_2O + Na_2O/Al_2O_3$, Molekularverhältnis Tab.16b).

Nach den Variationsdiagrammen lassen sich die K-betonten Alkalimagmatite (Signatur: Kreuze für Tiefengesteine; Dreiecke für Vulkanite) klar von den Basalten (Signatur: Kästchen) trennen, es bestehen keine ineinanderübergehenden, kontinuierlichen Entwicklungstrends. Eine vermittelnde Stellung nach den Alkaligehalten nehmen die stark K-betonten Alkalibasalte (Y 1, 108, 109, 103) der C.-del-Y. ein (Abb.26 - 28).

Die Basalte haben SiO_2 -Gehalte zwischen 48 und 53 %. Die SiO_2 - und TiO_2 -Gehalte (1,05 - 3,74 %) sind mit MgO (3,05 - 7,45 %) schlecht korreliert, auch die K_2O -Gehalte (0,61 - 5,51 %) zeigen keine Korrelation mit MgO . CaO (6,37 - 11,46 %) nimmt mit steigendem MgO -Gehalt zu, Al_2O_3 (12,2 - 14,1 %) ebenfalls, wenn auch deutlich schwächer. FeO_{tot} (3,69 - 10,98 %) ist leicht negativ mit steigendem MgO -Gehalt korreliert (Abb.27, 28). Na_2O liegt zwischen 1,15 und 3,10 % und ist ebenfalls nicht mit MgO korreliert. Im $Na_2O + K_2O/SiO_2$ -Diagramm (Abb.25) fallen die K-betonten Basalte in das Alkalifeld nach IRVINE & BARAGAR (1971), während nach der Trennlinie von MACDONALD & KATSURA (1964) noch weitere Proben in das Alkalifeld plotten.

Dem TiO_2 - (3,74 - 1,05 %) und P_2O_5 -Gehalt (0,12 - 0,84 %) kommt für eine Untergliederung der Basalte des Paranábeckens eine wichtige Rolle zu. MANTOVANI ET AL. (1985) untergliederten die Paranábasalte in HPT- und LPT-Basalte ("High Phosphorus and Titanium basalts" und "Low Phosphorus and Titanium basalts"). Beide Elemente (P, Ti) sind schlecht mit MgO korreliert doch können folgende Gruppen grob unterschieden werden (Abb.27,28).

1. Eine überwiegende Gruppe mit hohen P- ($P_2O_5 > 0,25$ %) und hohen Ti-Gehalten ($TiO_2 > 2,0$ %).
2. Eine Gruppe mit niedrigeren P- und Ti-Gehalten, gekennzeichnet durch $P_2O_5 < 0,22$ % und $TiO_2 < 2$ %.

Nur nach den TiO_2 - Gehalten urteilend, können eine Gruppe mit hohen TiO_2 -Gehalten (> 3 %), mit mittleren TiO_2 -Gehalten (2 - 3 %) und eine Gruppe mit niedrigen TiO_2 -Gehalten (< 2 %, Abb. 26) ausgeschieden werden. Ein ähnlicher Sachverhalt wird von BELLIENI ET AL. (1983ff.) für die Paranábasalte und von FODOR ET AL. (1983 ff.) von Paranábasalten aus dem Übergangsbereich Kontinent - Atlantik gemeldet.

Für die Klassifikation der Basalte, sei es nach dem modalen oder normativen Mineralbestand, haben die P- und Ti-Gehalte keine Bedeutung. Vielmehr hat die Untergliederung nach diesen Elementen - man könnte die Basalte weiter auch nach ihren SE-Gehalten, Fe- und Al-Gehalten, Gehalten an den LILE oder ihrer Sr-Isotopie

untergliedern - Auswirkungen auf die Diskussion des Ursprunges der Basalte.

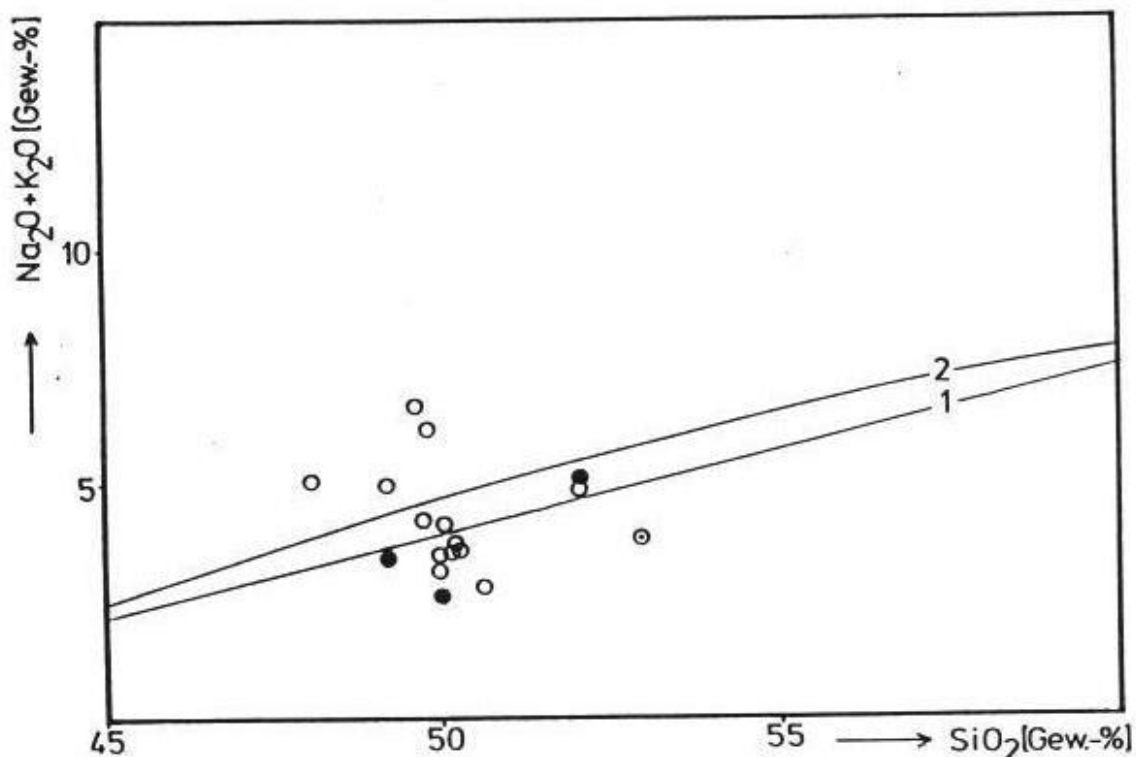


Abb.25 Einteilung der Basalte in Tholeiite und Alkalibasalte (1, nach MACDONALD & KATSURA 1964) bzw. in Alkali- und Subalkalibasalte (2, nach IRVINE & BARRAGAR 1971).

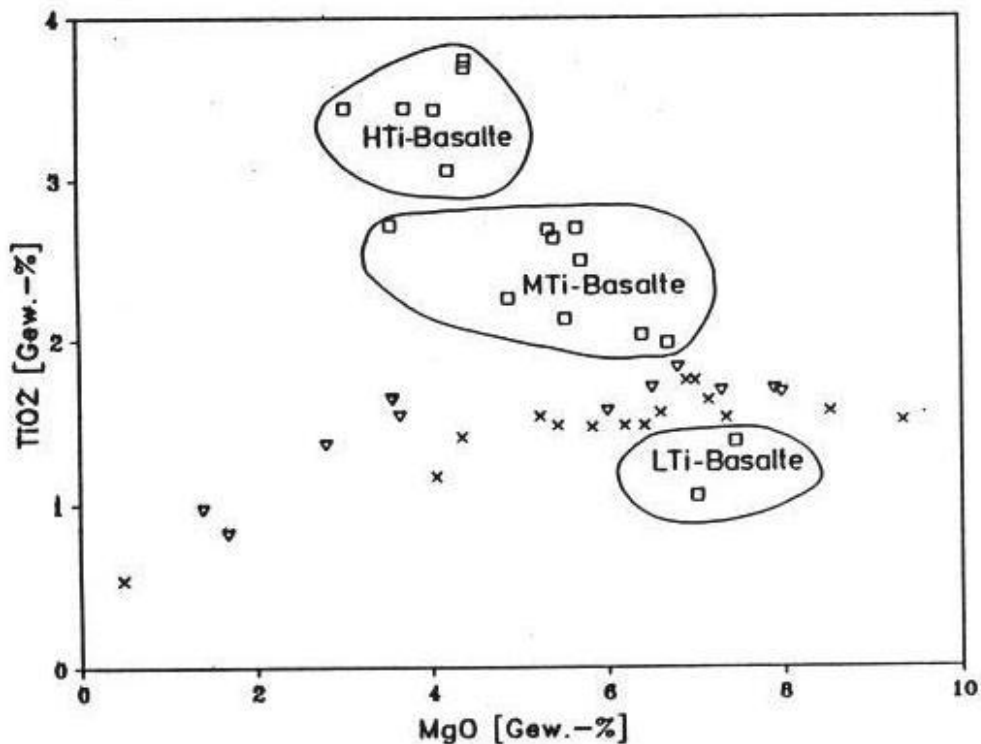


Abb.26 Einteilung der Basalte in HTi- (High-Ti-basalts), MTi- (Medium-Ti-basalts) und LTi-Basalte (Low-Ti-basalts).

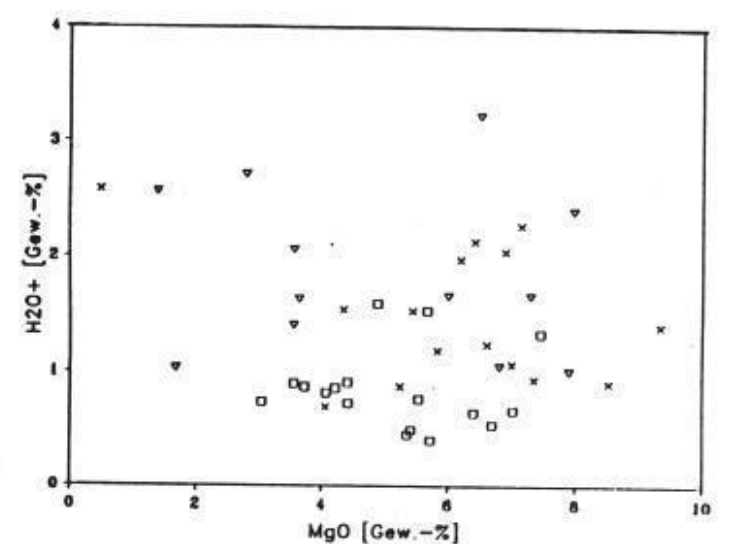
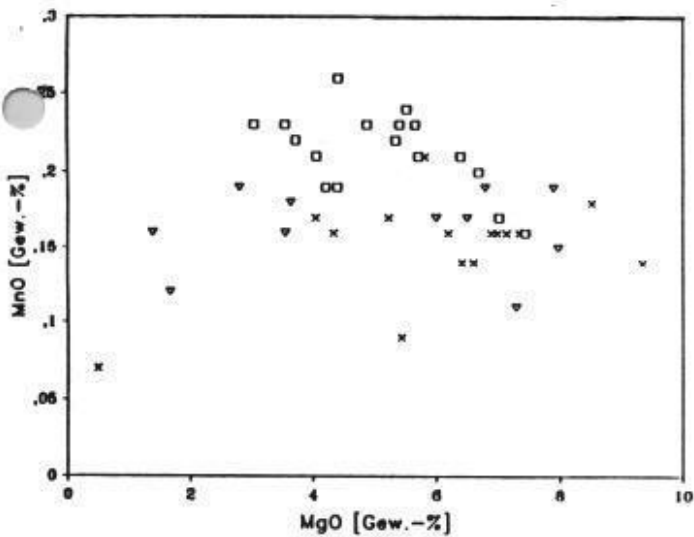
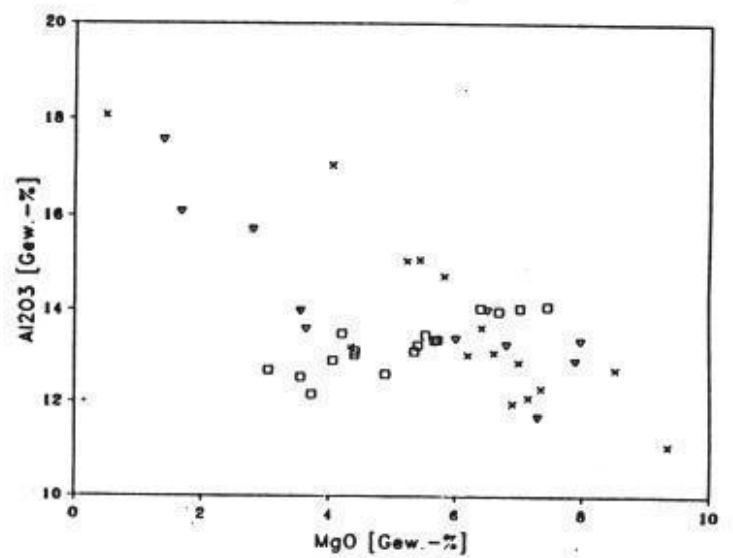
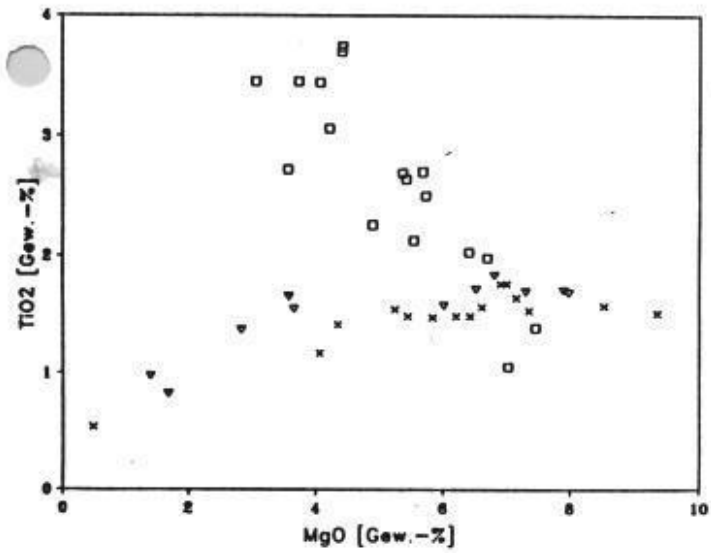
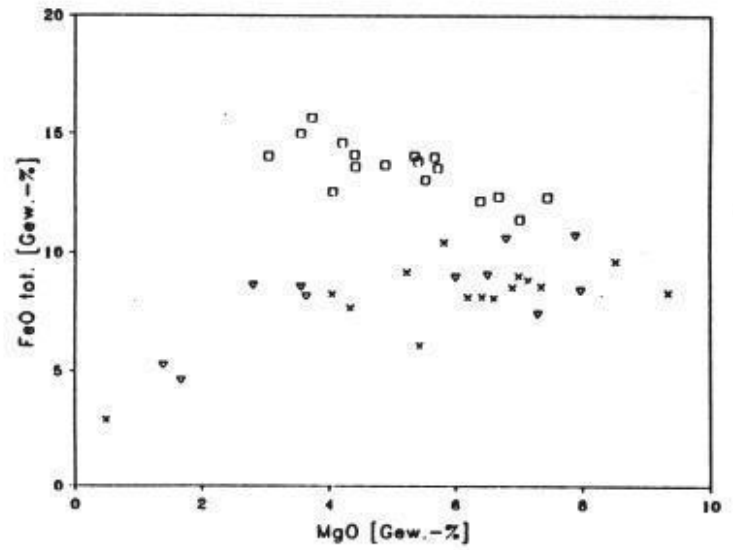
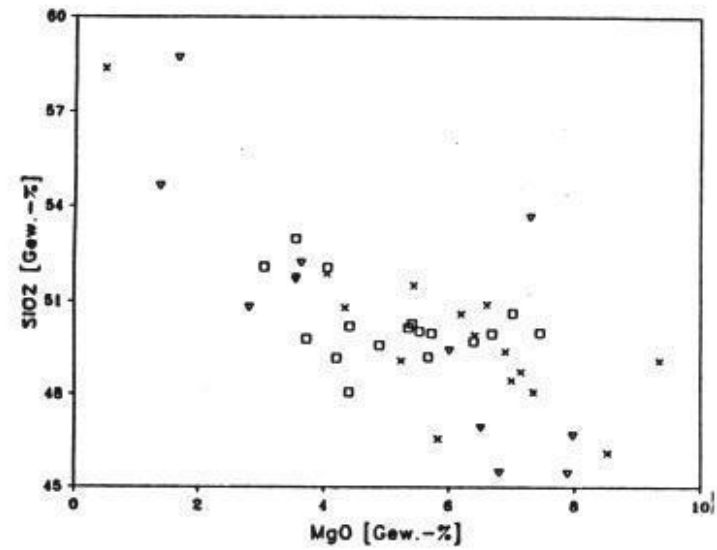


Abb. 27 Variationsdiagramme der Hauptelemente mit MgO als Differentiationsparameter. Signaturen: Kästchen für Basalte; Kreuze für K-betonte Alkaliintrusiva; Dreiecke für K-betonte Alkalivulkanite.

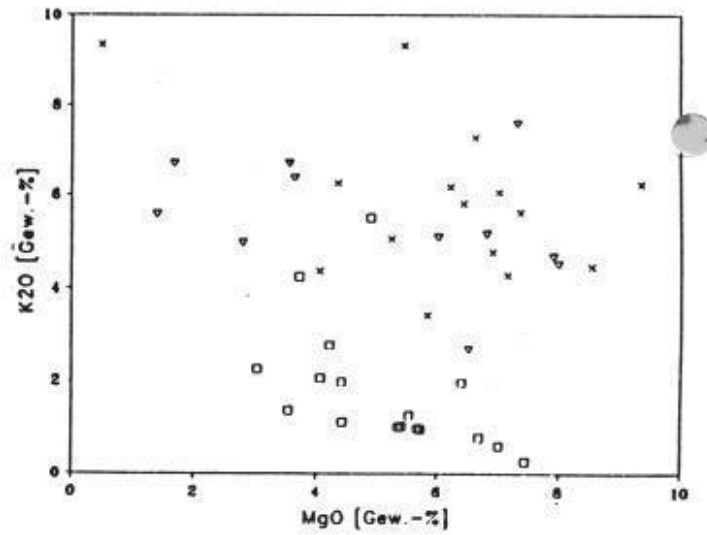
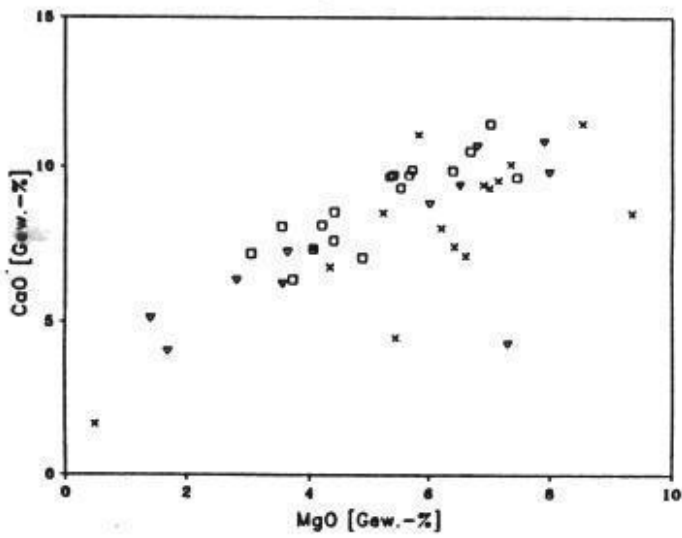
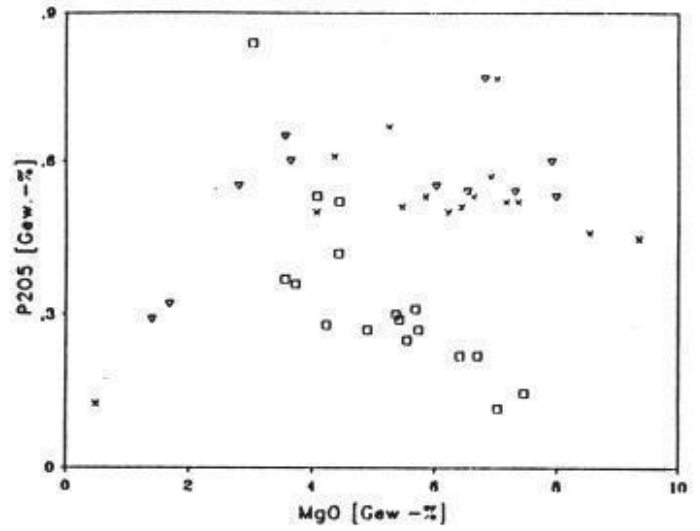
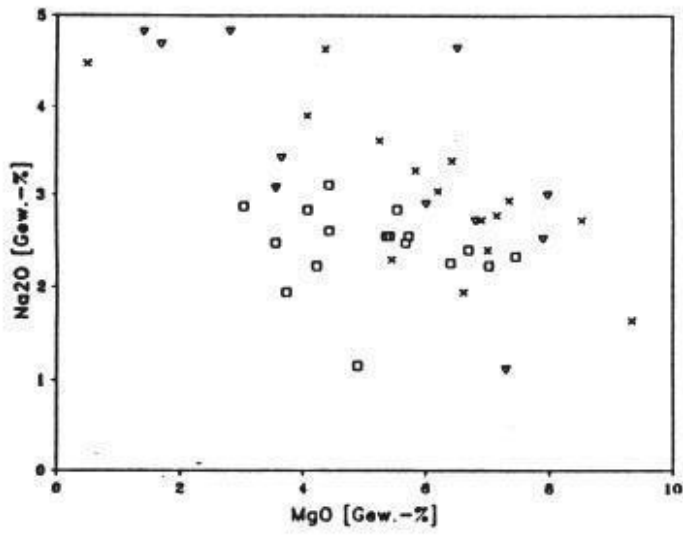


Abb.28 Variationsdiagramme der Hauptelemente mit MgO als Differentiationsparameter (Signaturen wie in Abb.27)

Die Basalte können also in HTi-, MTi und LTi-Gruppen unterschieden werden, der MgO-Gehalt scheint ein zusätzlich diskriminierendes Element zu sein. Basalte der HTi-Gruppe (PS 1) folgen in der Kernbohrung bei Pto.-Pdte.- Stroessner konkordant auf MTi-Basalten (Probe PS 3) und LTi-Basalten (PS 7). Auch in der C.-del- Y. folgen MTi- und HTi-Basalte (HPT-Basalte) den LTi-Basalten (Probe 27, stammt vom Fuß der C.-del-Y.) zum Hangenden hin. Zu hangenden Lagen hin (Proben PS 1, Y 1) und besonders in der Nähe von Alkalimagmatiten nehmen die Alkali- und besonders die K-Gehalte der MTi- und HTi-Basalte zu (Proben 108, 109).

Eine geographische Trennung von LTi-, MTi- und HTi-Basalten bzw. von HPT- und LPT-Basalten liegt für Ostparaguay nicht vor. Es kann aber angenommen werden, daß die LPT-Basalte vor den HPT-Basalten aufdrängen und bei den HPT-Basalten wiederum die K-betonten HPT-Basalte die jüngsten Gesteine sind.

Nach den Ti-Gehalten können 3 Gruppen unterschieden werden, eine eindeutige geographische Einteilung in HTi-Basalte im N und LTi-Basalte im S des Paranábeckens im Sinne von BELLINI ET AL. (1984) liegt nicht vor. Vielmehr ist eine, wenn auch sprunghafte, kontinuierliche Entwicklung der Basalte von Ostparaguay in Bezug auf ihre Ti (und P) Gehalte zu konstatieren. Die Basalte Ostparaguays stammen aus dem Überlappungsbereich der beiden Zonen (vgl. BELLINI ET AL. 1986) und spiegeln die N - S verlaufende geochemische und zeitliche Entwicklung der Paranábasalte im vertikalen Profil wider.

Niedrige H₂O- (<1 %) und niedrige CO₂-Gehalte (< 0,36 %) sind Anzeiger für wenig alterierte Basalte. Einige Basalte haben erhöhte H₂O- und CO₂-Gehalte, sie haben eine hydrothermale bzw. deuterische Überprägung erfahren.

Bei den K-betonten Alkalimagmatiten (Abb.27, 28) liegen die SiO₂-Gehalte zwischen 45,5 und 58,7 % und sind nur schlecht mit dem MgO-Gehalt (0,49 - 9,4 %) korreliert. Mit zunehmendem MgO-Gehalt nimmt der Al₂O₃-Gehalt (11,1 - 18,1 %) der Alkalimagmatite ab, CaO (1,69 - 11,5 %), Na₂O (1,11 - 4,83 %) und K₂O (2,69 - 9,3 %) zeigen keine Korrelation zu den MgO-Gehalten, gegen SiO₂ aufgetragen nimmt CaO mit steigendem SiO₂-Gehalt ab. Der Gehalt an FeO (0,70 - 6,96 %) bzw. FeO_{tot} (2,9 - 10,7 %) ist bis zu einem MgO-Gehalt von 3 % in etwa gleichbleibend und nimmt dann mit abnehmendem MgO ebenfalls ab. TiO₂ (0,54 - 1,83 %) folgt diesem Trend ebenso, wie P₂O₅ (0,13 - 0,77 %). Die basanitisch/tephritischen Gesteine von Sta. Helena haben mit 0,77 % erhöhte P₂O₅-Gehalte. H₂O-Gehalte bis 3 % werden aufgrund der comagmatischen Biotit- und Zeolithabscheidung als echte Magmenbestandteile gedeutet, ebenso wie CO₂-Gehalte bis 1,30 % (Glimmer-Monchiquite

von Cerro-Santo-Tomas).

Charakteristisch für die Alkalimagmatite sind die hohen K_2O -Gehalte bei gleichzeitig hohen MgO -Gehalten. Die bis $MgO = 3 \%$ etwa gleichbleibenden Gehalte an FeO , TiO_2 (und auch P_2O_5) lassen auf die konstante Anwesenheit von Ti-Magnetit, Biotit/Phlogopit (und Apatit) über einen weiten Variationsbereich der Magmen schließen. Erst ab MgO -Gehalten $< 3 \%$ (Absaugerung dieser Phasen) scheinen echte Magmendifferentiationsprozesse einzusetzen.

Der agpaitische Koeffizient (A. K., Tab.16) unterteilt an kiesel-säure untersättigte Gesteine in miaskitische (A. K. < 1) und agpaitische Gesteine (A. K. > 1). Die Gruppe der agpaitischen Gesteine gilt dabei als lagerstättenhöflicher als die miaskitischen Gesteine (SORENSEN 1974) bezüglich der SEE, Nb, Zr etc..

Tab.16a Agpaitischer Koeffizient (A. K.) und M-Wert der basaltischen Gesteine.

Probe	A. K.	M-Wert	Probe	A. K.	M-Wert
1	0,44	42,6	007	0,44	29,4
13	0,40	40,1	PS7	0,29	51,6
13++	0,40	40,7	PS3	0,38	41,5
17	0,53	36,2	PS1	0,56	27,6
21	0,34	48,8	T15	0,42	36,2
27	0,30	52,0	Zor1	0,41	48,0
103	0,55	35,5	14-7-V	0,39	42,6
109	0,49	33,7	Y1	0,62	38,5
108	0,64	29,5			

Tab.16b Agpaitischer Koeffizient (A. K.) und M-Wert der K-betonten Magmatite.

Probe	A. K.	M-Wert	Probe	A. K.	M-Wert
S2	0,65	46,1	17b	0,89	57,0
A16	0,81	57,5	XY	0,76	53,9
A1	0,75	49,9	M5-2	0,88	42,1
M7	0,86	57,9	st Ha gr	0,71	56,3
Mb3	0,92	60,1	st Ha f	0,75	52,9
M5-1	0,85	66,2	13a	0,84	36,2
M1	0,84	58,9	13b	0,92	43,8
154	0,96	22,9	17c	0,93	38,9
106	0,76	58,5	53	0,86	63,2
102	0,80	58,5	105	0,88	42,2
28	0,61	49,4	C	0,79	31,6
26	0,88	59,9	S1-f	0,75	55,7
25	0,73	60,7	S1-gr	0,73	62,4
19	1,09	49,6			

Alle analysierten basaltischen Gesteine haben einen $A. K. < 1$, d. h. es war stets genügend Al vorhanden um die Alkalien zu binden, Alkalimafite treten nicht auf. Die K-reichen HPT-Basalte (Y 1, PS 1, 103, 108, 109) haben deutlich höhere Werte zwischen 0,44 und 0,64 als die restlichen Basalte, die LPT-Basalte PS 7 und 27 haben die niedrigsten Werte mit 0,29 bzw. 0,30 (Tab.16a).

Fast alle Alkalimagmatite sind miaskitische Gesteine, lediglich ein Foidsyenit (19) aus der C.-del-Y. hat ein $A. K. > 1$ (1,09) und ist definitionsgemäß ein Lujavrit. Von den Miaskiten haben die differenzierteren lamproitischen Ganggesteine 13 b, 17 c, und K-reiche Foidsyenite (Mb 3, 154) A.K.-Werte $> 0,90$. Die niedrigsten A.K.-Werte weisen die plagioklasreicheren Essexite bis foidführende Syenodiorite auf (0,6 - 0,7). Es ist aber auf jeden Fall zu beobachten, daß bei allen Alkalimagmatiten in der Endphase der Mineralauskristallisation Alkalimafite wie Aegirin auftreten.

4.3.2 Die Spurenelemente: Variationsdiagramme und geochemische Trends

Im Allgemeinen bilden die Spurenelemente keine eigenen Mineralphasen. Sie haben aber sehr typische Verteilungsmuster im System Mineral - Schmelze und können so eine Magmenentwicklung anzeigen. Kompatible Spurenelemente (Cr, Ni) werden schnell in die Minerale der Frühkristallisation eingebaut, inkompatible Elemente (Rb, Ba, Sr, Zr, SE u. a.) werden erst in die Minerale der Spätkristallisation eingebaut. Anhand der Konzentration mancher Spurenelemente im Magma kann der Differentiationsablauf bzw. eine Magmenentwicklung erkannt werden. Bestimmte Spurenelemente sind weiterhin ein wichtiger Indikator für die Herkunft der Magmen oder charakterisieren eine elementspezifische Überprägung (z. B. Cu).

Die Basalte haben niedrigere Gehalte an den LILE (Large-Ion-lithophil-Elements) Ba (132 - 450 ppm), Rb (8 - 125 ppm) und Sr (187 - 701 ppm) als die Alkalimagmatite. Gerade an diesen Elementen sind aber deutliche Konzentrationsunterschiede (bei Rb bis Faktor 15) bei den nach den Hauptelementen ähnlichen Basalten festzustellen. Die K-reichen HPT-Basalte besitzen dabei eine höhere Konzentration an den LILE als die LPT-Basalte. Eine Korrelation der LILE mit dem MgO-Gehalt liegt nicht vor. Die LILE folgen keinem Differentiationstrend bei den Basalten, sondern eher dem K-Gehalt (ebenfalls ein LILE) (Abb.30).

Die kompatiblen Elemente Cr (29 - 196 ppm) und Ni (17 - 84 ppm) hingegen zeigen eine positive Korrelation mit zunehmendem MgO-Gehalt. Co (39 - 54 ppm) hat einen + gleichbleibenden Gehalt in

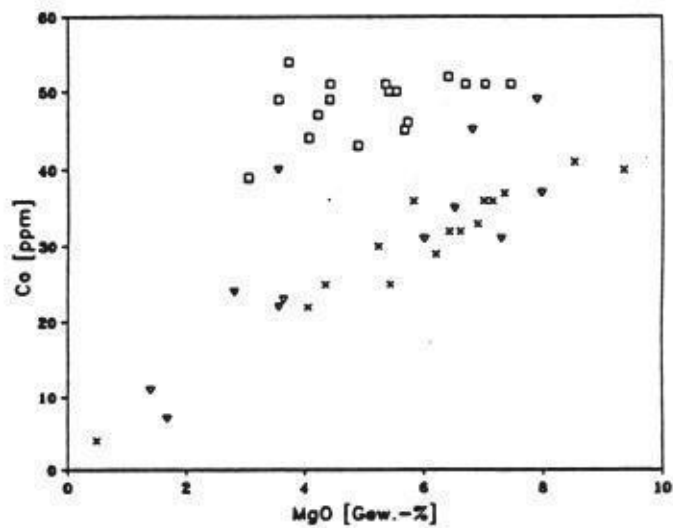
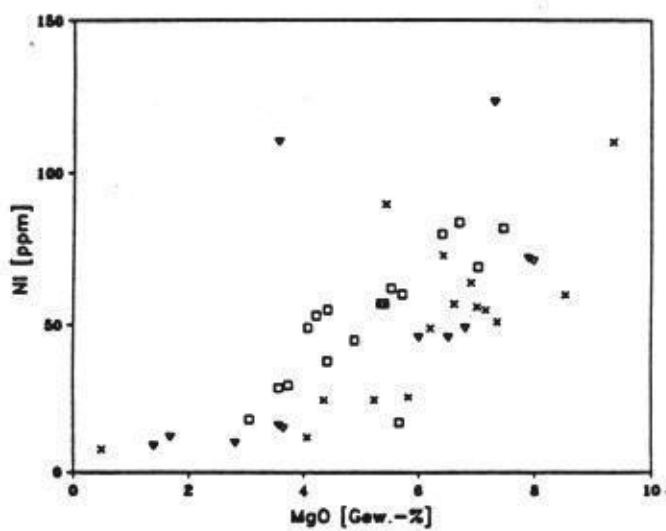
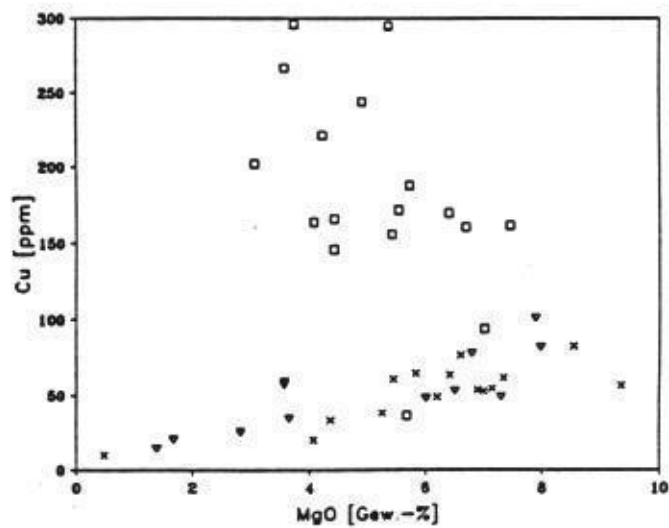
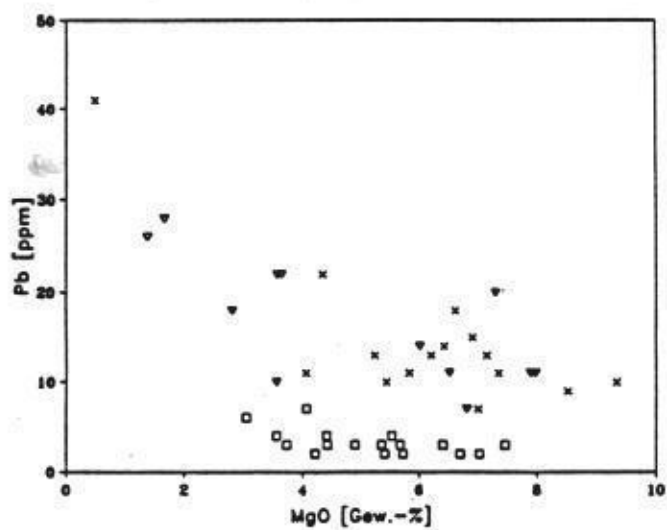
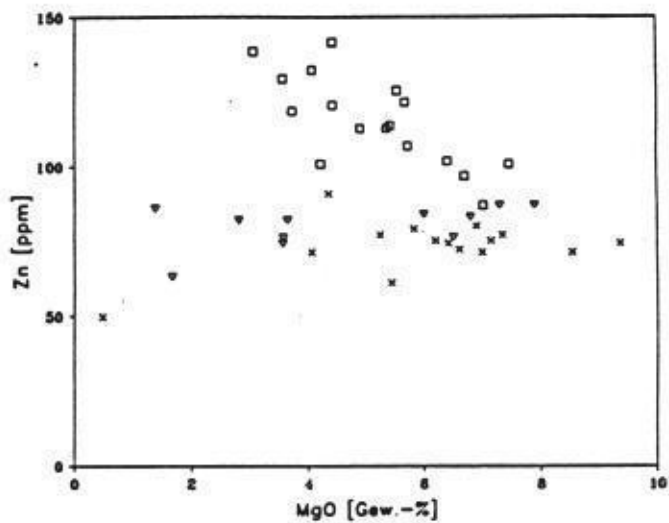
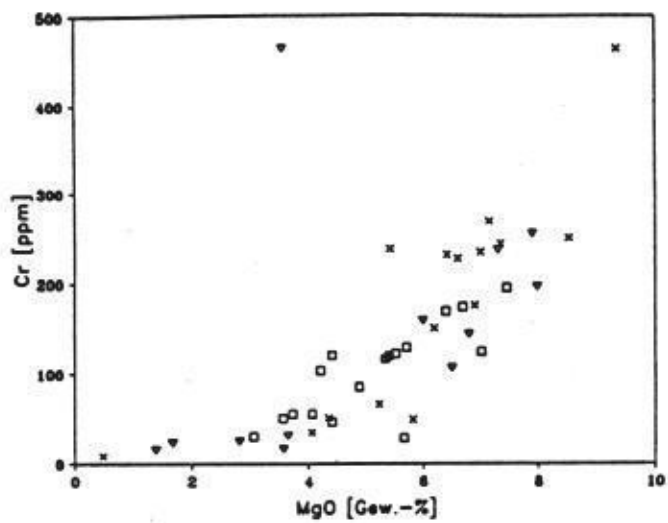


Abb.29 Variationsdiagramme der Spurenelemente mit MgO als Differentiationsparameter (kompatible Elemente).

den Basalten und folgt keinem Trend. Die kompatiblen Elemente Cr und Ni lassen für die Basalte einen Differentiationstrend erkennen. Da Ni fast ausschließlich an den Olivin bzw. dessen Alterationsprodukte gebunden ist, und dieser modal keine 7 % überschreitet, genügt schon eine geringe Fraktionierung von Olivin, um das Magma an Ni verarmen zu lassen. Ähnliches gilt für Cr im Pyroxen. Die Fraktionierung von Olivin und Cr-haltigem Pyroxen ist also ein gemeinsamer Differentiationsmechanismus sowohl bei den HPT-Basalten wie bei den LPT-Basalten und läßt eine gemeinsame ("low pressure") Differentiation der Basaltmagmen erkennen, ungeachtet verschiedener Herkunftquellen und nachfolgender Einflüsse (Abb.29).

Die Zn-Gehalte (87 - 142 ppm) und besonders die Cu-Gehalte (36 - 296 ppm) der Basalte sind z. T. sehr hoch (Abb.29). Bei gleichen MgO- (und auch SiO₂-) Gehalten liegen deutlich verschiedene Cu-Gehalte vor, eine Korrelation der Cu und Zn Gehalte mit MgO bzw. SiO₂ liegt nicht vor. Die höchsten Cu-Gehalte haben die HPT-Basalte der C.-del-Y., welche Alkalimagmatite (Ganggesteine und Subintrusivkörper) in ihrer Nachbarschaft aufweisen oder sehr Cu-reiche Basalte sind (Proben 13, 108, 109, Y1, 14-7-V). Gediogenes Cu kann in den HPT-Gesteinen der C.-del-Y. beobachtet werden. Aber auch der LPT-Basalt PS 7 und der HPT-Basalt PS 1 aus der Kernbohrung bei Pto. Pdte. Stroessner sind Cu-reich. Im Liegenden der Probennahme von PS 7 ist eine Störung im Basalt mit hydrothermalen Gangfüllung (Pyrit, Cu-Kies?, Karbonat, Quarz) verteilt. Es wird angenommen, daß die hydrothermale Überprägung als Cu-Imprägnator gewirkt hat (vgl. Kap.3.4.3.8).

Die inkompatiblen Elemente Nb (3 - 29 ppm) und Zr (93 - 379 ppm) sind in den mafitenärmeren Basalten mit MgO < 6 % angereichert (Abb.30). Eine negative Korrelation mit MgO liegt vor. Dies deutet eine fortlaufende Differentiation der Basalte an und schließt an die Entwicklung der Cr- und Ni-Gehalte an. Die HPT-Basalte 17, 103, 007, PS 1 und PS 3 haben erhöhte Zr- und Nb-Gehalte.

Die Pb- (2 - 7 ppm) und Th-Gehalte (0 - 4 ppm) sind insignifikant, da sie in der Nähe bzw. unterhalb der Nachweisgrenze liegen. Es sei aber trotzdem darauf hingewiesen, daß gerade die LPT-Tholeiite PS 7 und 27 sehr arm an den Elementen Pb, Th, Rb, Sr, Zr, Nb und den SE sind. Ga gilt in der Geochemie als eine Art Naturkonstante, d. h. man kann es zwar in allen möglichen Gesteinen messen, aber es zeigt keinerlei auffälliges geochemisches Verhalten. Y folgt ebenfalls keinem Trend, die Alkalibasalte haben aber die höheren Werte als die Tholeiite.

Die positive Korrelation von Cr und Ni mit MgO zeigt den gemeinsamen Differentiationstrend der basaltischen Magmen im Hinblick

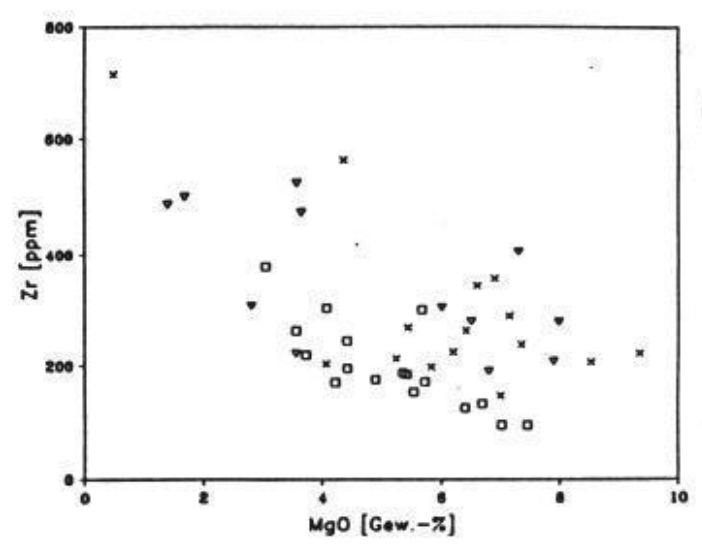
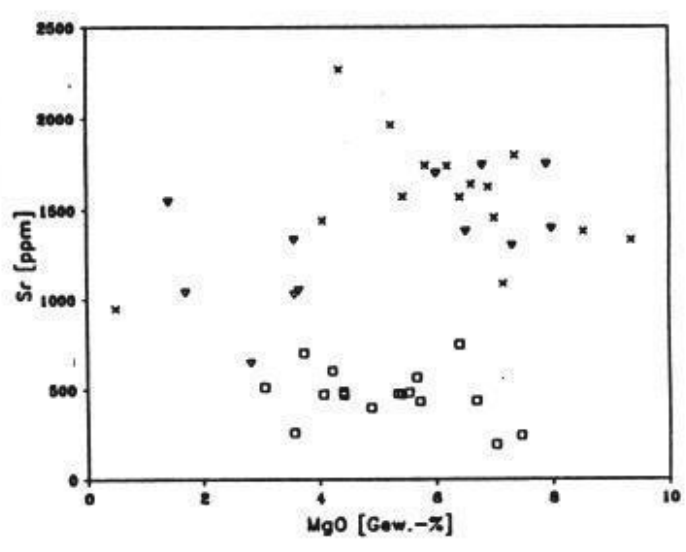
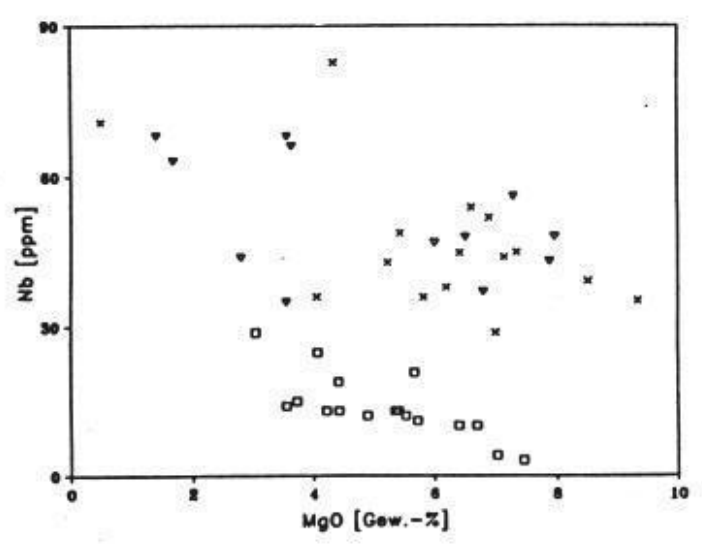
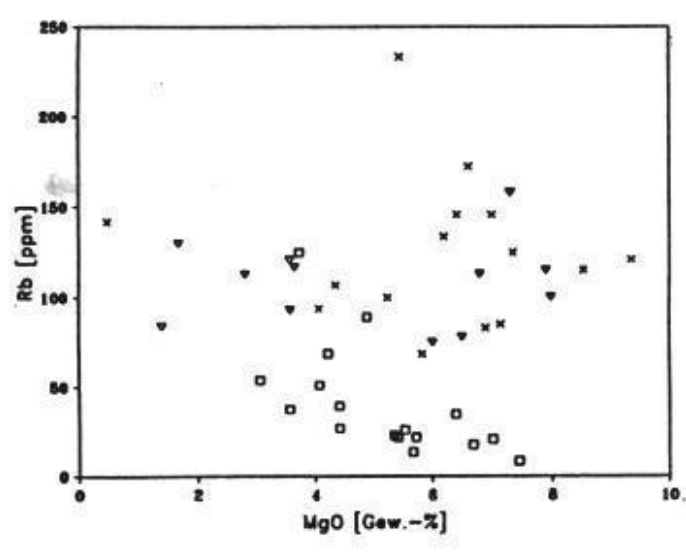
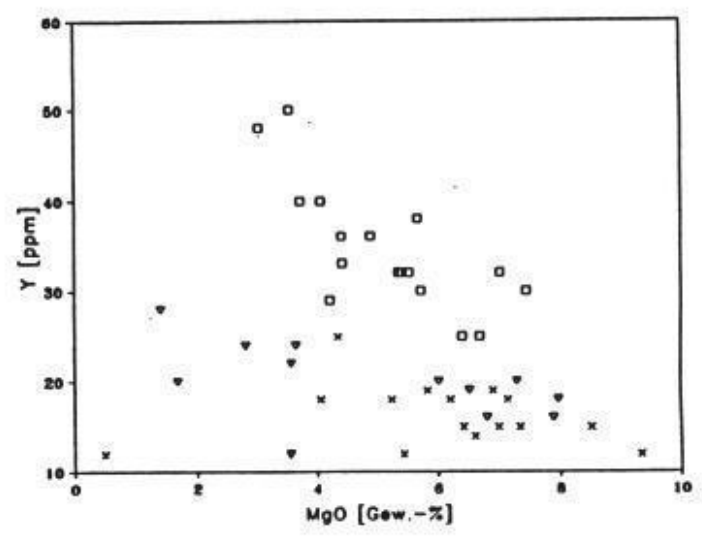
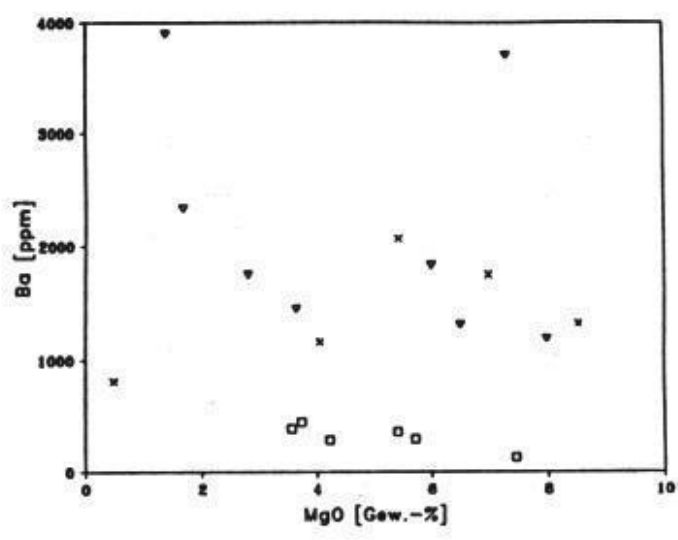


Abb.30 Variationsdiagramme der Spurenelemente mit MgO als Differentiationsparameter (inkompatible Elemente)

auf die mafischen Minerale Olivin und Cr-haltigem Klinopyroxen der an. Die Anreicherung der MgO-ärmeren Basalte an den inkompatiblen Elementen Zr und Nb setzt diesen Trend bedingt fort. Die Fraktionierung von Olivin und untergeordnet Pyroxen sind die Hauptdifferentiationsprozesse der Basalte. Eine fortlaufende Differentiation der Basalte aus einem Stamm-Magma erklärt aber die große Variationsbreite der inkompatiblen Elemente nicht (BELLIENI ET AL. 1983 ff; MANTOVANI ET AL. 1985).

Die LILE sind mit dieser Magmenentwicklung nicht korreliert. Sie (K, Rb, Ba, Sr) folgen einer eigenständigen Entwicklung und sind besonders in den Basalten in der Nähe der Alkalimagmatite der C.-del-Y. angereichert, aber auch der HPT-Basalt PS 1 aus der Kernbohrung bei Pto.-Pdte.-Stroessner hat hohe LILE-Gehalte. Die LILE charakterisieren also keinen Differentiationstrend, sondern eine selektive Stoffzufuhr und unterschiedliche Herkunftsquellen der Basaltmagmen.

Eine weitere Überprägung ist durch die erhöhten Cu- (und Zn- ?) Gehalte einiger Basalte angezeigt. Sowohl LPT- (PS 7) wie auch HPT-Basalte der C.-del-Y. sind an Cu angereichert. Dies wird als Folge hydrothermalen Überprägung angesehen (vgl. Kap.3.4.3.8).

Die K-betonten Alkalimagmatite haben sehr hohe Gehalte an den LILE Ba (816 - 3901 ppm), Rb (69 - 234 ppm) und Sr (647 - 2277 ppm). Auch hier ist keine Korrelation mit dem MgO-Gehalt festzustellen. Die lamproitischen Alkalivulkanite (Proben C, 17c, 13 a, b) und auch der K-reiche Foidsyenit Mb 3 haben die höchsten LILE-Konzentrationen (Abb.30).

Ein Differentiationstrend kann an den LILE nicht abgelesen werden. Auch die kompatiblen Elemente Cr (9 - 465 ppm) und Ni (8 - 123 ppm) zeigen nur eine undeutliche Korrelation mit dem MgO-Gehalt. Alkalimagmatite mit hohem MgO-Gehalt haben die höchsten Cr- und Ni-Konzentrationen, ab $MgO < 4 \%$ sind die Ni-Gehalte gleichbleibend niedrig. Olivin dürfte endgültig aus der Schmelze entfernt worden sein. An den kompatiblen Elementen ist eine schwache Differentiationsabfolge zu erkennen. Co (4 - 49 ppm) zeigt eine positive Korrelation mit MgO, ähnlich auch Cu (10 - 101 ppm). Die Entfernung Cu- Co- und Mg-haltiger Minerale hat also für die Magmengenese der Alkalimagmatite eine deutliche Rolle gespielt (Abb.29). Weder im Aufschlußbereich (Proben von Mbo-cayaty), im lokalen Bereich (Proben aus der C.-del-Y.) noch im regionalen Bereich (Gesamtprobenmaterial aus der GPAP) zeigen die K-betonten Alkalimagmatite in den Spurenelementgehalten gesetzmäßige Verteilungsmuster, welche als reine Differentiationstrends oder als reine Mischungslinien (zwei jeweils homogene Ausgangsmaterialien) interpretiert werden können.

Zn (50 - 91 ppm) ist bei den Alkalimagmatiten weder mit MgO noch mit SiO₂ korreliert. Vielmehr bleiben die Zn-Gehalte innerhalb ihrer Streubreite bei unterschiedlichen MgO-Gehalten annähernd konstant. Dieser Sachverhalt konnte schon bei den Hauptelementen Ti und Fe beobachtet werden. Als Minerale, welche Ti, Fe und Zn einbauen kommen Ti-Magnetit und Fe-Ti-Biotit in Frage. Diese beiden Minerale kommen zusammen vor. Mikroskopisch kann beobachtet werden, daß Magnetit häufig von einem Biotitsaum umgeben ist. Über einen weiten Streubereich im MgO-Haushalt koexistierten also Magnetit und Biotit mit der Schmelze und waren im chemischen Gleichgewicht mit ihr.

Die inkompatiblen Elemente Zr (147 - 718 ppm) und Nb (29 - 83 ppm) lassen keinen Differentiationstrend erkennen. Aber die lamproitischen Alkalivulkanite mit MgO < 5 % sind erkennbar an Zr und Nb angereichert. Insgesamt sind die Alkalimagmatite als an den inkompatiblen Elementen angereichert anzusehen.

Pb (7 - 41 ppm) ist mit dem MgO-Gehalt negativ korreliert, welche Faktoren dies bedingen ist unklar. Th hat Gehalte zwischen 6 und 32 ppm, eine Korrelation mit MgO ist nicht bemerkbar, ebensowenig für Y (12 - 28 ppm) und Ga (16 - 22 ppm). Gegenüber den Basalten ist jedoch die deutliche Anreicherung der Alkalimagmatite an Pb, Th und Rb anzumerken.

Die Alkalimagmatite haben charakteristische, sehr hohe Gehalte an den LILE Ba, Rb, Sr und K. Aber auch die kompatiblen Elemente Cr und Ni und die weiteren inkompatiblen Elemente Zr und Nb sind deutlich angereichert. Eine Korrelation dieser Elementgruppen mit dem MgO-Gehalt ist nur bei den inkompatiblen Elementen undeutlich zu erkennen. An den inkompatiblen Elementen läßt sich im Variationsdiagramm gegen MgO keine kontinuierliche Magmendifferentiation erkennen. Einen undeutlichen Trend signalisiert ein generelles Ansteigen der inkompatiblen Elemente Nb und Zr bei MgO-Gehalten < 5 %, bei gleichzeitig abnehmenden Cr- und Ni-Konzentrationen.

Lediglich Co, Cu und Pb zeigen eine Korrelation mit MgO (Elementeinbau im Magnetit, eigenständige Erzphase).

Zusammen mit dem TiO₂- und FeO-Gehalt kann am gleichbleibenden Zn-Gehalt die stetige Anwesenheit diese Elemente kontrollierender Phasen (Ti-Magnetit, Biotit) abgelesen werden.

Folgende Magmenbestandteile der K-betonten Alkalimagmatite können nach dem Spurenelementhaushalt abgeleitet werden:

1. Ein mafischer, gabbroider bis pyroxenitischer Teil (Cr, Ni,

Mg, Cu, Co).

2. Eine (infiltrierende ?), leukokrate Schmelze, die an den LILE und inkompatiblen Elementen reich und an SiO_2 untersättigt ist (K, Rb, Sr, Ba; Zr, Nb; H_2O , CO_2).

Diese Magmenbestandteile sind in sich wiederum insofern differenziert, daß z. B. Plagioklas- und Olivinanteile des mafischen Residuums Schwankungen unterworfen sind und die leukokraten, infiltrierenden Schmelzen verschiedene Grade an LILE-Anreicherungen und SiO_2 -Untersättigung aufweisen.

Die Interaktion von mindestens zwei Magmenbestandteilen und wiederum deren stoffliche Heterogenität bestimmen den Magmencharakter der Alkalimagmatite. Überprägende metasomatische Ereignisse kommen hinzu. Geochemisch können die Alkalimagmatite zwar charakterisiert werden Sie sind jedoch hinsichtlich ihrer Magmengenese nicht aus einem homogenen Magmentopf entstanden, sondern müssen als Protomagmen angesehen werden, deren Genese im Ineinandergreifen von partieller Schmelzung, Metasomatose und teilweiser Mafitenfraktionierung liegt.

4.3.3 Elementverhältnisse

Bestimmte Elementverhältnisse können einzelne Magmen charakterisieren und Elementfraktionierung, selektive Elementanreicherung oder Kontamination anzeigen.

Das Verhältnis FeO/MgO gegen MgO (Basalte: 1,6 - 4,6; Alkalimagmatite: 0,9 - 5,9) charakterisiert nochmals deutlich (Abb.31) die unterschiedlichen Magmen der Basalte und der K-betonten Alkalimagmatite. Die Alkalimagmatite sind als die primitiveren Magmen anzusehen (geringere FeO/MgO -Verhältnisse bei gleichem MgO -Gehalt). Dies wird auch durch den M-Wert bestätigt (Tab.16).

Die Magmenentwicklung geht sowohl bei den Basalten wie bei den Alkalimagmatiten von primitiveren Magmen zu entwickelteren, MgO -ärmeren Magmen. Dabei tritt eine Fraktionierung von Fe und Mg auf. In Abb.31 kann erkannt werden, daß die sehr K-reichen Basalte (Proben 108, 109, 103) aus der C.-del-Y. tatsächlich zu den Basalten und deren Entwicklungstrend gehören. Ob die Konvergenz der beiden Kurven zu den hohen MgO -Gehalten hin auf ein gemeinsames Edukt (Peridotit) schließen läßt, ist diskutierbar.

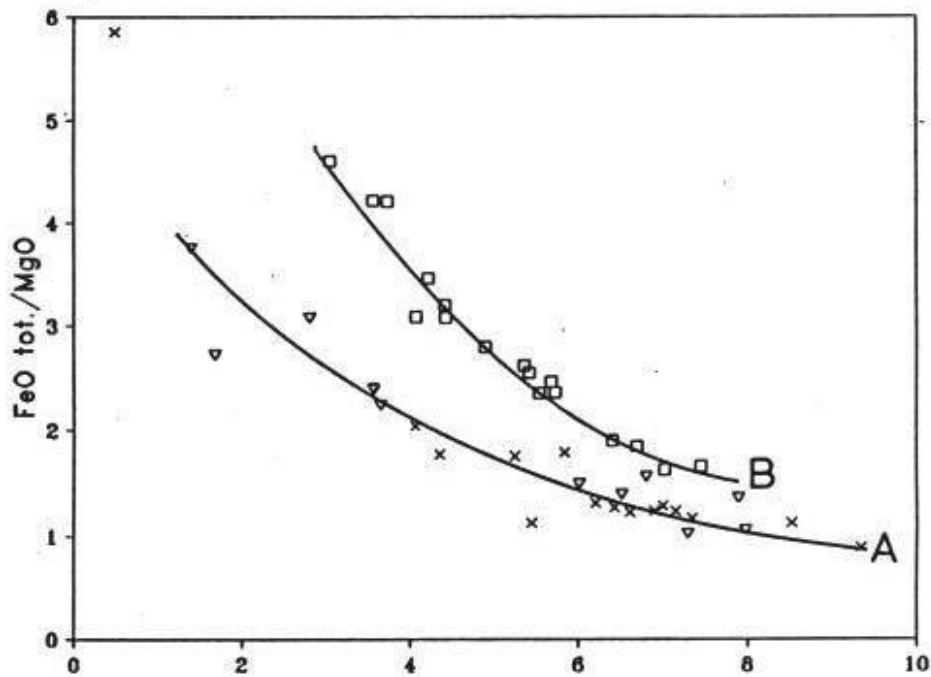


Abb.31 Entwicklungstrend $\text{FeO}_{\text{tot.}}/\text{MgO}$ gegen MgO für die Basalte (B) und die Alkalimigmatite (A).

Auf unterschiedliche Edukte bezüglich der Alkalien deutet das $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis hin (Abb.32). Die Alkalimigmatite haben niedrige $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnisse (0,15 - 1,73) bei verschiedenen MgO-Gehalten, während bei den Basalten für zunehmende MgO-Gehalte eine deutliche Na_2O -Vormacht vorliegt ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$: 0,21 - 8,59).

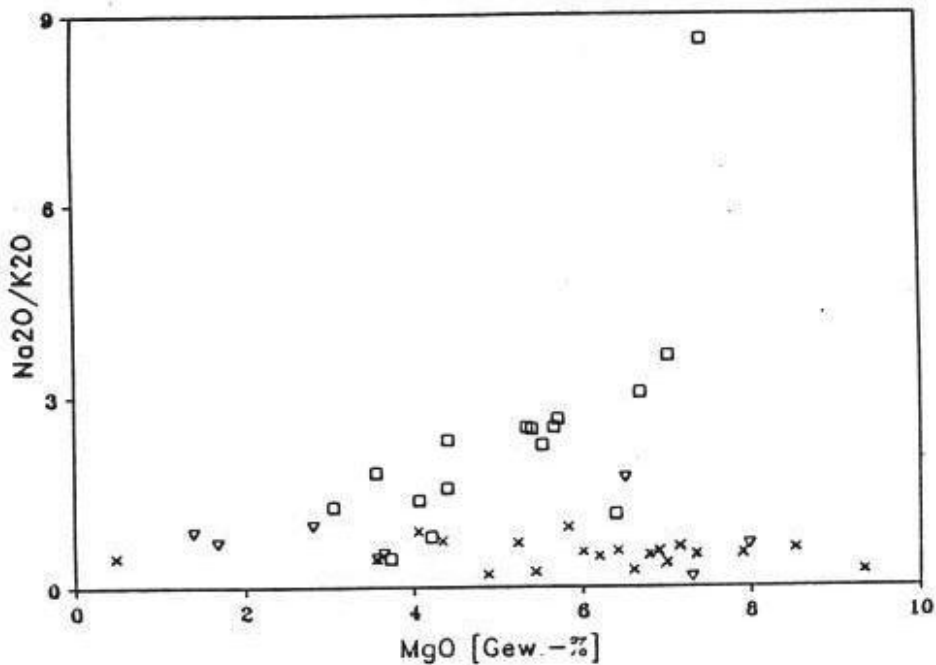


Abb.32 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnisse der Basalte und der K-betonten Alkalimigmatite (Signaturen wie in Abb.27).

Die K-Quelle kann jedoch für beide Magmen die gleiche gewesen sein, denn die Rb/K-Verhältnisse beider Magmen überlappen sich (Abb.33).

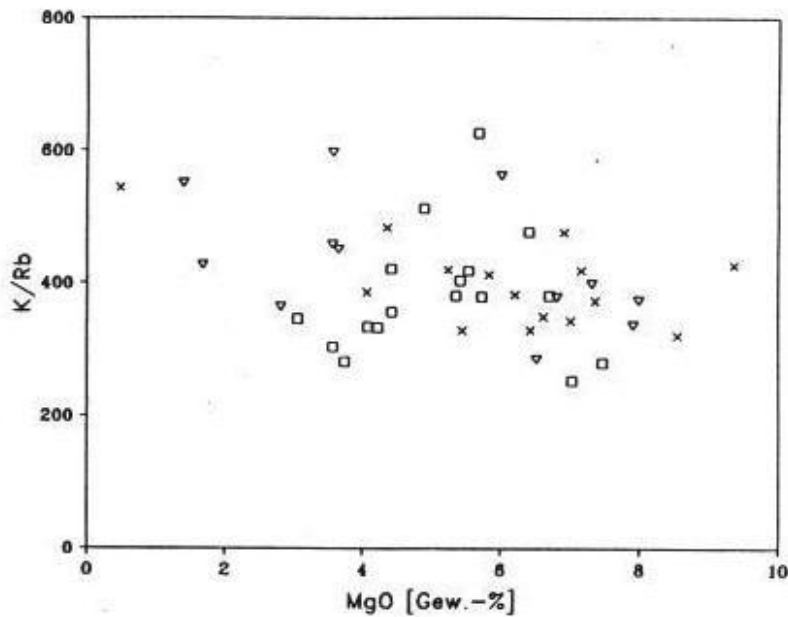


Abb.33 Variationsdiagramm K/Rb gegen MgO.

Aus den Verhältnissen der inkompatiblen Elemente Zr/Nb (Basalte: 12,1 - 31,0; K-betonte Alkalimagmatite: 4,8 - 10,1) kann abgelesen werden (Abb.34), daß sich in den Alkalimagmatiten bei abnehmenden MgO-Werten Zr relativ zu Nb leicht anreichert, also inkompatibler reagiert. Zr und Nb sind mit den Differentiationsparametern MgO (und auch SiO₂) nicht korreliert. Diese Elemente zeigen also keine Differentiation eines homogenen Magmas auf. Hingegen sind die Elemente untereinander korreliert. Dies deutet darauf hin, daß diese Elemente aus demselben Teilmagma entstammen, bzw. gleichen Ursprung haben.

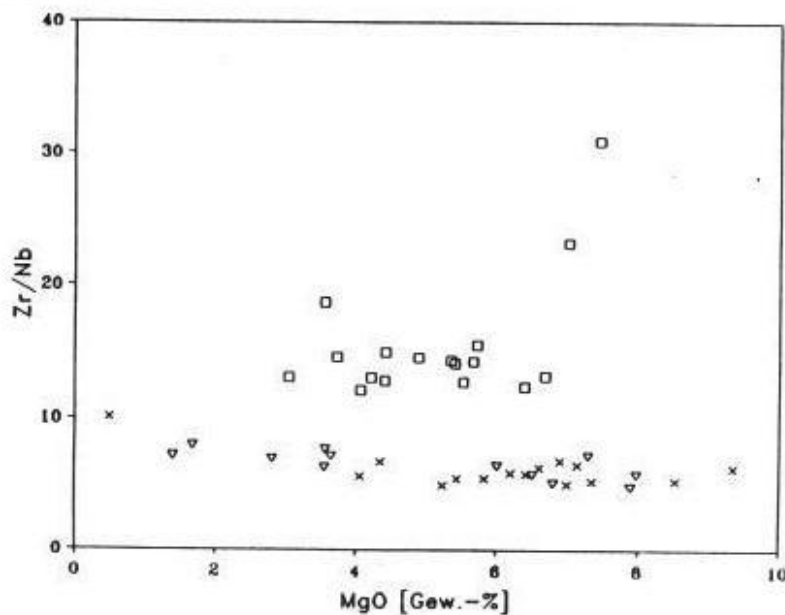


Abb.34 Variationsdiagramm Zr/Nb gegen MgO.

4.3.4 Die Seltenen Erden

Für petrogenetische Deutungen und Vergleiche sind Gehalt und Fraktionierung der Seltenen Erden (fortan "SE" abgekürzt) ein wichtiges Hilfsmittel geworden (s. "REE-Geochemistry" von HENDERSON (ed): 1984).

Für die CFB's (Continental Flood Basalts) des Paranábeckens liegen einige wenige SE-Daten vor (MANTOVANI ET AL. 1985), SE-Daten von Basalten aus dem W-Bereich des Paranábeckens fehlen. Von Alkaliintrusivgesteinen und Karbonatiten in und um das Paranábecken liegen bisher nur wenige SE-Daten vor (z. B. SCHEIBE ET AL. 1982).

4.3.4.1 Die SE-Gehalte der Basalte

Ein tholeiitischer LPT-Basalt (PS 7) von Pto.-Pdte.-Stroessner, ein andesibasaltischer HPT-Basalt (Diabas 007) von Caaguazú und vier HPT-Basalte (trachyandesitischer, trachybasaltischer und tholeiitischer Zusammensetzung aus der C.-del-Y. (Proben 108, 109, 14-7-5, 13) wurden auf ihre SE-Gehalte analysiert.

Mit 64 ppm hat der LPT-Tholeiit PS 7 von allen untersuchten Gesteinen den geringsten Gehalt an den SE. Die chondritnormierte SE-Verteilung (Abb.35a) deutet eine leichte negative Eu-Anomalie an (geringe Fraktionierung von Plagioklas). Die LSE sind gegenüber den SSE nur wenig angereichert ($(\text{Ce/Yb})_{\text{cn}} = 1,7$). Das SE-Spektrum ist flach und kann als typisch für nur wenig fraktionierte, primitive LPT-Tholeiite des Paranábeckens angesehen werden (vgl. MANTOVANI ET AL. 1985).

Die HPT-Gesteine Ostparaguays (Abb.35a) haben im Gegensatz zum LPT-Tholeiit ein deutlich fraktioniertes SE-Spektrum. Mit einem SE-Gehalt von 181 ppm hat der Diabas 007 den höchsten SE-Gehalt aller untersuchten Basalte. Die chondritnormierte SE-Verteilung zeigt eine Fraktionierung der LSE gegenüber den SSE ($(\text{Ce/Yb})_{\text{cn}} = 3,5$) und eine deutliche negative Eu-Anomalie als Anzeiger einer vorangegangenen Plagioklasabsaigerung.

HPT-Basalte aus der C.-del-Y. haben SE-Gehalte zwischen 128 und 171 ppm. Die SE-Spektren (Abb.35a) verlaufen stetig und zeigen keine Eu-Anomalie. Alle 4 analysierten Gesteine haben parallele Spektren. Differentiationsvorgänge durch gravitative Kristallabsaigerung eines tholeitischen(?) Ausgangsmagmas (z. B. FREY 1984) können die untersuchten HPT-Basalte der C.-del-Y. generie-

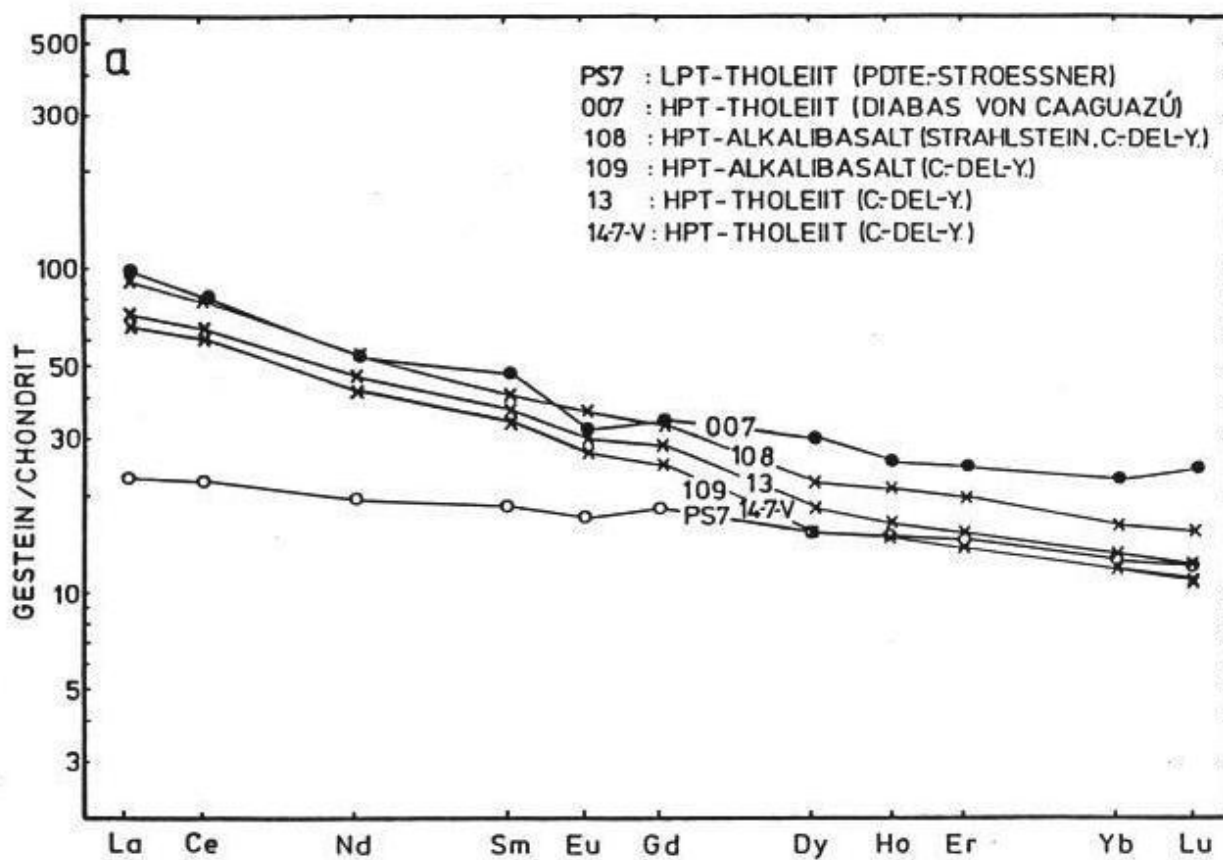


Abb.35a SE-Spektren von sechs Basalten der GPAP.

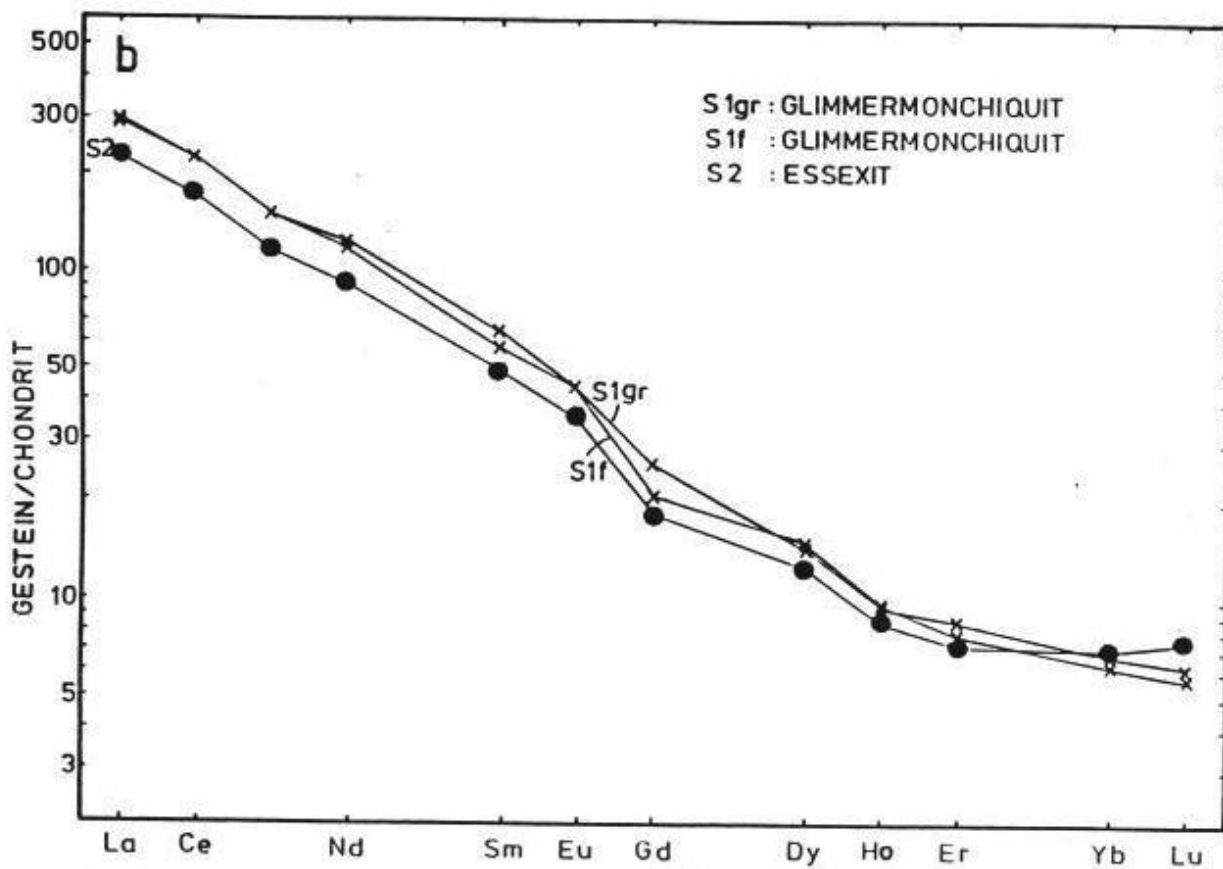


Abb.35b SE-Spektren von zwei Ganggesteinen und einem Intrusivgestein des Cerro-Santo-Tomas bei Paraguari.

ren. Auch der strahlsteinartig ausgebildete und sehr K-reiche Trachyandesit 108 kann nach seinem SE-Spektrum (Abb.35a) als einfaches Fraktionierungsprodukt angesehen werden. Die HPT-Basalte der C.-del-Y. bilden nach ihren $(Ce/Yb)_{cn}$ -Verhältnissen (4,7 bis 4,9 Tab.17) eine einheitliche Gruppe. Interessant ist, daß der Basalt 14-7-V eine identische SE-Verteilung wie der Alkalibasalt 109 aufweist. Dies könnte ein Hinweis darauf sein, daß eine eventuelle K-Zufuhr oder Abfuhr weder SE gebracht noch weggeführt hat. Als K-Bringer für eine metasomatische Überprägung der Basalte kämen also keine primären Magmen in Betracht, sondern eher SE-arme Lösungen, die ihren spezifischen K-Gehalt aus "leaching"-Prozessen (die immobilen SE bleiben zurück) oder aus SE-freie K-Mineralen(?) bezogen haben.

Die SE-Spektren der Basalte Ostparaguays zeigen, daß die HPT-Basalte der C.-del-Y. nicht über Kristallfraktionierungsprozesse aus LPT-Basalten (Probe PS 7) des Paranábeckens hervorgegangen sein können. Wohl können aber tholeiitische und alkalibasaltische (Kriterium nach MACDONALD & KATSURA 1964) HPT-Gesteine der C.-del-Y. aus einem basischen Ausgangsmagma generiert worden sein.

K-metasomatische Überprägung und Umkristallisation der K-reichen Basalte (Proben 108, 109) bringen keinen SE-Beitrag mit sich.

4.3.4.2 Die SE-Gehalte der K-betonten Alkalimagmatite

Auch nach ihren SE-Gehalten und den chondritnormierten SE-Verteilungen bilden die K-betonten Alkalimagmatite Ostparaguays eine deutlich von den Basalten verschiedene Gruppe.

Neben dem Essexit (Probe S 2) von Paraguarí wurden je ein Alkaliplutonit von Agua-Pety-Porton (A 16), Mbocayaty (Mb 3), vom "Cerro-km-23" bei R.-G.-de-Santa-Cruz (25) und ein Tephrit aus der NW-Ringstruktur der C.-del-Y. (XY) auf die SE analysiert. Von den gangförmigen Alkalimagmatiten wurden neben den Glimmermonchiquiten des Cerro-Santo-Tomas bei Paraguarí (Proben S 1 gr und S 1 f) noch phonolithische (13a, 13b, 53) und trachytische Gesteine (17 c, C) untersucht. Hinzugenommen wurde noch der leukokrate Foidsyenit 154 aus der C.-del-Y.

Die foidsyenitischen bis malignitischen und tephritischen Alkaligesteine (Abb.35c) haben SE-Gehalte zwischen 310 ppm (Probe 25) und 460 ppm (Probe XY Tab.17). Die chondritnormierten SE-Spektren haben einen kontinuierlichen Verlauf. Die Spektren der Proben 25, XY und A 16 liegen \pm parallel, ihre $(Ce/Yb)_{cn}$ -Verhältnisse sind ebenfalls ähnlich (34,6 - 39,1). Demgegenüber hat der Foidsyenit

Mb 3 ein deutlich stärker fraktioniertes SE-Spektrum ($(Ce/Yb)_{cn} = 62$ Tab.17) und den von allen untersuchten Gesteinen geringsten Gehalt an Lu und Yb (etwa 4-fach angereichert gegenüber Chondrit). Für alle K-Plutonite sind die geringen Gehalte an schweren SE typisch ($Lu\text{-Probe}/Lu\text{-Chondrit} = 4 - 7$).

Die hohen SE-Gehalte und die starke Fraktionierung der SE sind charakteristisch für Alkalimagmatite, welche durch geringgradige Aufschmelzung ($< 5\%$) eines Mutterperidotits entstanden sind (vgl. CULLERS & GRAF 1984, HASKIN 1984, FREY 1984). Verschiedene Aufschmelzungsgrade führen zu verschiedenen $(LSE/SSE)_{cn}$ -Verhältnissen.

Tab.17 Die SE-Gehalte der Basalte (Proben PS 7 bis 109) und der K-betonen Alkalimagmatite (Proben S 2 bis 17 c) und deren chondritnormierte Ce/Yb-Verhältnisse.

Probe:	PS7	13++	14-7-V	007	108	109	S 2	S 1gr	S 1f	A 16
	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)
La	7	22	21	30	28	21	68	87	89	78
Ce	18	52	49	66	63	49	135	175	177	162
Nd	12	28	25	32	33	25	53	71	68	66
Sm	3,7	7,3	6,5	9,4	8,4	6,6	9,4	12,3	10,8	10,6
Eu	1,3	2,3	2,0	2,4	2,7	2,1	2,6	3,1	3,2	2,9
Gd	4,9	7,5	6,6	9,0	8,7	6,5	4,6	5,1	6,4	5,5
Dy	5,1	6,0	5,0	9,9	7,2	4,9	3,9	4,5	4,4	3,6
Er	3,1	3,3	3,0	5,4	4,2	3,1	1,5	1,6	1,7	1,4
Yb	2,7	2,8	2,6	4,9	3,5	2,6	1,4	1,2	1,4	1,1
Lu	0,4	0,4	0,4	0,8	0,5	0,4	0,2	0,2	0,2	0,1
$(Ce/Yb)_{cn}$	1,7	4,9	4,9	3,5	4,7	4,8	25,2	36,7	34,0	39,1

Probe:	13 a	13 b	Mb 3	154	25	XY	C	53	17c
	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)
La	105	146	104	105	71	109	157	147	133
Ce	209	275	205	155	146	216	278	270	244
Nd	79	98	68	33	59	80	97	91	76
Sm	13,3	15,2	10,8	4,0	9,6	11,6	14,7	14,7	11,0
Eu	3,2	3,7	2,4	1,0	2,6	3,2	3,8	3,0	3,1
Gd	5,4	6,2	4,1	3,2	5,4	6,5	6,6	5,2	5,6
Dy	5,5	5,4	3,3	2,0	3,7	4,7	6,3	4,6	4,3
Er	2,3	2,2	1,1	1,1	1,3	1,9	3,0	1,7	1,9
Yb	2,0	1,8	0,9	1,4	1,1	1,6	2,6	1,4	1,6
Lu	0,3	0,3	0,1	0,2	0,2	0,2	0,4	0,2	0,2
$(Ce/Yb)_{cn}$	26,6	40,1	62,3	29,5	35,1	34,6	28,1	51,3	38,7

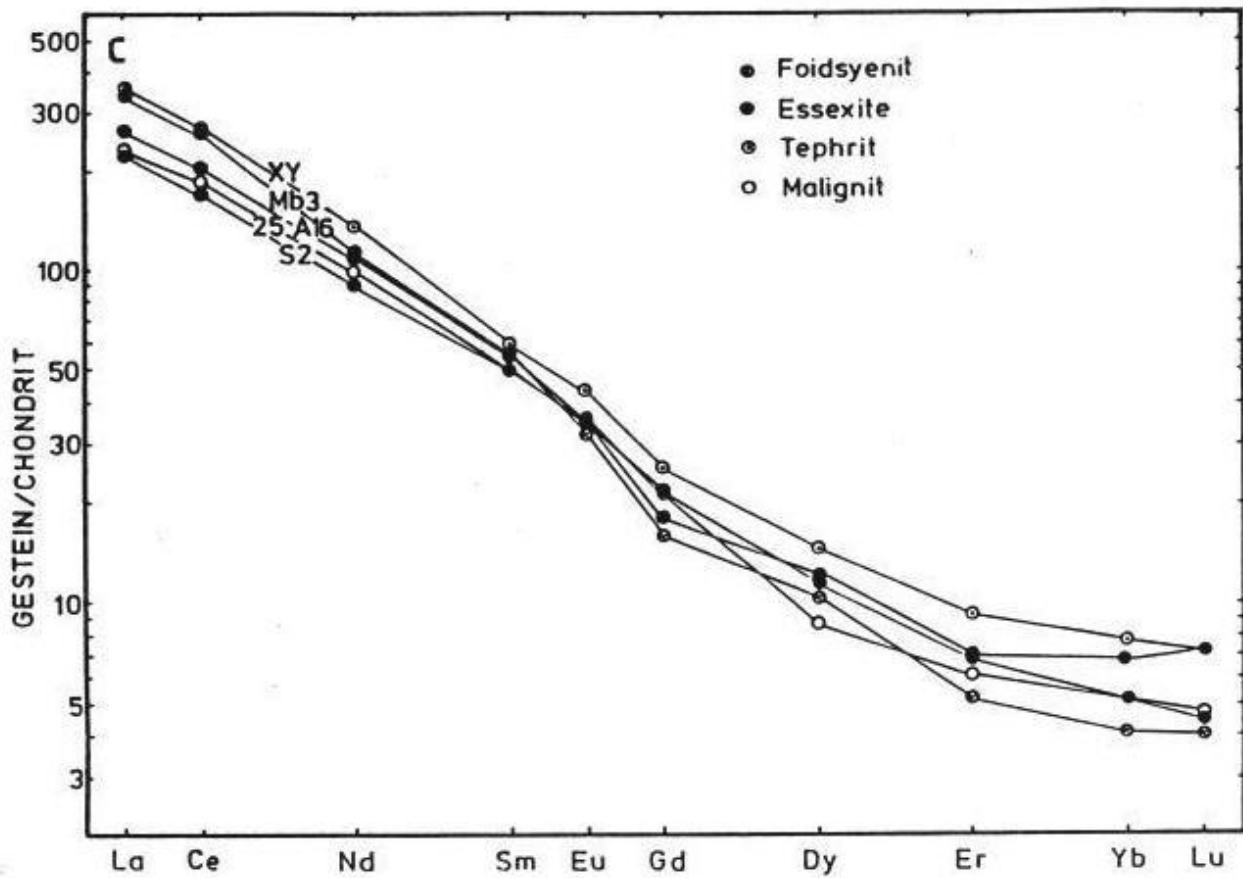


Abb.35c SE-Spektren von vier K-betonten Intrusivgesteinen und einem K-betonten Tephrit aus der GPAP.

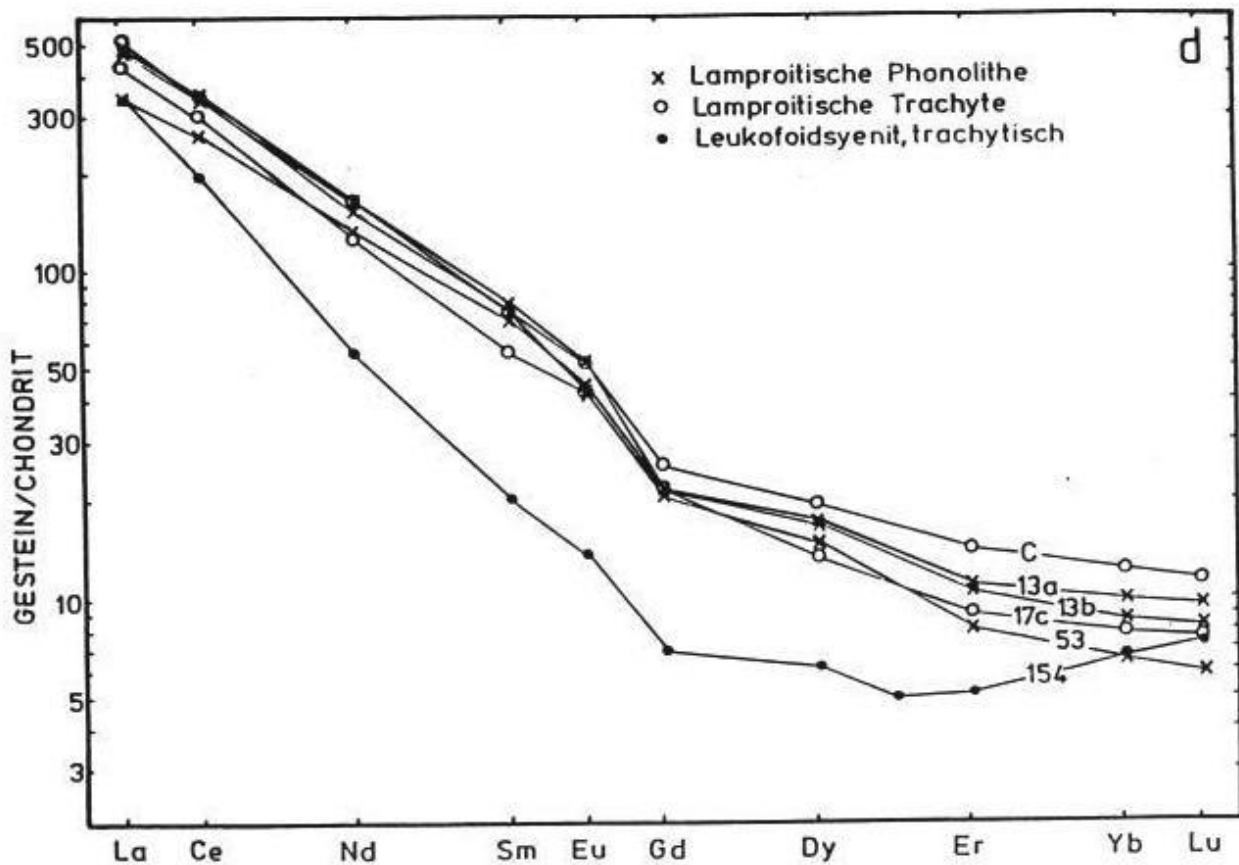


Abb.35d SE-Spektren von fünf K-betonten Vulkaniten und einem K-betonten trachytischen Foidsyenit aus der C.-del-Y..

Ein auf Kristallfraktionierung zurückzuführendes SE-Spektrum zeigt Probe 154. Eine leichte positive Eu-Anomalie ist angedeutet, charakteristisch ist der Anstieg der SE zum Lu hin (Abb.35d). Dies kann die Folge der Führung einer die SSE-zurückhaltenden Phase interpretiert werden, z. B. Titanit. Die Fraktionierung von Mineralphasen, die die SE Gd bis Yb bevorzugt einbauen, ist eine weitere Interpretationsmöglichkeit. Die Absaugung von Alkalimafiten und Pyroxenen kann die relative Verarmung an diesen Elementen hervorgerufen haben. Auch der SE-Gehalte der Probe 154 (345 ppm) ist deutlich geringer als bei den anderen Alkalimagmatiten. Dies kann auf die Ca-Feldspatauskristallisation und dem damit verbundenen Entzug der SE aus dem Magma vor der endgültigen Magmendifferentiation zurückgeführt werden. Eine weitere Interpretationsmöglichkeit ist die Zufuhr SE-ärmer Substanz (Kontamination).

Eine den Plutoniten sehr ähnliche Verteilung der SE haben die Alkalivulkanite der C.-del-Y. (Abb.35d). Die SE-Gehalte (bis 600 ppm) liegen höher als bei den Alkaliplutoniten. Die starke Fraktionierung der LSE gegenüber den SSE ($(Ce/Yb)_{cn} = 26,6 - 51,3$) ist ähnlich.

Die trachytischen Gesteine 17 c und C haben eine leichte, positive Eu-Anomalie. Diese Gesteine sind auch deutlich feldspatphyrisch, ihre SE-Spektren verlaufen parallel. Bei den lamproitischen Phonolithen 13 a, 13 b und 53 ist die leichte positive Eu-Anomalie nicht ausgebildet, aber auch diese Gesteine zeigen sehr ähnliche SE-Spektren (Abb.35d). Nach dem Verlauf der SE-Spektren und den $(Ce/Yb)_{cn}$ -Verhältnissen zu urteilen, bilden die leukokraten, trachytischen bis phonolithischen Vulkanite (Proben C, 13 a) und der trachytische Foidsyenit 154 der C.-del-Y. eine Gruppe, bei welcher nach vorausgegangener gravitativer Kristallisationsdifferentiation die Feldspatauskristallisation schon eingesetzt hat und somit kein Ansteigen der SE-Konzentrationen mehr erlaubt hat. Die melanokrateren und weniger differenzierten bzw. den "Mischgesteinscharakter" eher aufweisenden Vulkanite 13 b, XY, 17 c, S 1 gr, S 1 f können als Ausgangsgesteine für die helleren, differenzierteren Vulkanite interpretiert werden. Ein solches mafisches Ausgangsmagma könnte z.B. der Tephrit (Probe XY) aus der C.-del-Y. darstellen. Und dieser könnte nach den LSE/SSE-Verhältnissen wiederum aus einem geochemisch primitiven Magma abstammen, wie es die basanitischen Glimmermonchiquite des Cerro-Santo-Tomas darstellen.

4.3.4.3 Überlegungen zu den SE-Gehalten der mesozoischen Magmatite

HPT- und LPT-Basalte Ostparaguays unterscheiden sich nach Gehalt und Fraktionierung der SE (Abb.35e) und haben keinen gemeinsamen Ursprung. Die HPT-Basalte der C.-del-Y. können einem Ursprungsmagma entstammen, welches Fraktionierungsprozessen (gravitative Kristallisationsdifferentiation) unterworfen war. Eine Zufuhr von K und Rekristallisation der HPT-Basalte hat keine signifikante Zufuhr oder Abfuhr an SE zur Folge gehabt. Der HPT-Diabas 007 von Caaguazú hat eine Plagioklasfraktionierung erlitten.

Unterschiedliche Aufschmelzgrade eines (inhomogenen) oberen Erdmantels können LPT- und HPT-Basalte mit ihren typische SE-Gehalten generieren. Dabei müssen aber neben dem unterschiedlichen Grad der Erschmelzung auch noch chemisch und isotopisch verschiedene Mantelbereiche ("verarmter" vs. "angereicherter", bzw. "nachträglich metasomatisch veränderter, anfänglich aber verarmter" oberer Mantel) vorliegen (vgl. BELLIENI ET AL. 1983, MANTOVANI ET AL. 1985).

Die K-betonten Alkalimagmatite haben hohe SE-Gehalte (bis 600 ppm) und zeigen im chondritnormierten SE-Spektrum (Abb.35e) eine deutliche Fraktionierung der SE ohne signifikante Eu-Anomalie (keine Feldspatfraktionierung, hohes Oxidationspotential des Magmas).

Die niedrigen Gehalte und die einigermaßen konstante Anreicherung der SSE (Dy bis Lu) gegenüber Chondrit ($Yb_{cn} = 4 - 12$) ist typisch für die alkalibetonten Magmen aus Ostparaguay, aber auch z. B. für kaledonische Lamprophyre aus England (MACDONALD ET AL. 1985). SHIMIZU & ARCULUS (1975) konnten zeigen, daß die durchgehende Anwesenheit von Granat während partieller Aufschmelzung Magmen generiert, welche bei nahezu konstanten, niedrigen Gehalten an den SSE eine variable Anreicherung an den LSE haben.

Aus den Gehalten an den SE können zwei Folgerungen gezogen werden:

1. K-betonte Alkalimagmatite mit niedrigen und wenig fraktionierten Gehalten an den SSE haben ein die SSE zurückhaltendes Residuum z.B. einen granatführender Peridotit. Solche Gesteine sind aus dem N Paraguays bekannt, z.B. aus den Alkaliintrusivkomplexen Chiriguelo und Sarambi (HAGGARTY & MARIANO 1983).

- 2 Die hohen Gehalte an den LSE und die niedrigen Gehalte an den SSE sind Resultat eines durch sehr geringe Aufschmelzgrade generierten, alkalireichen Substrats.

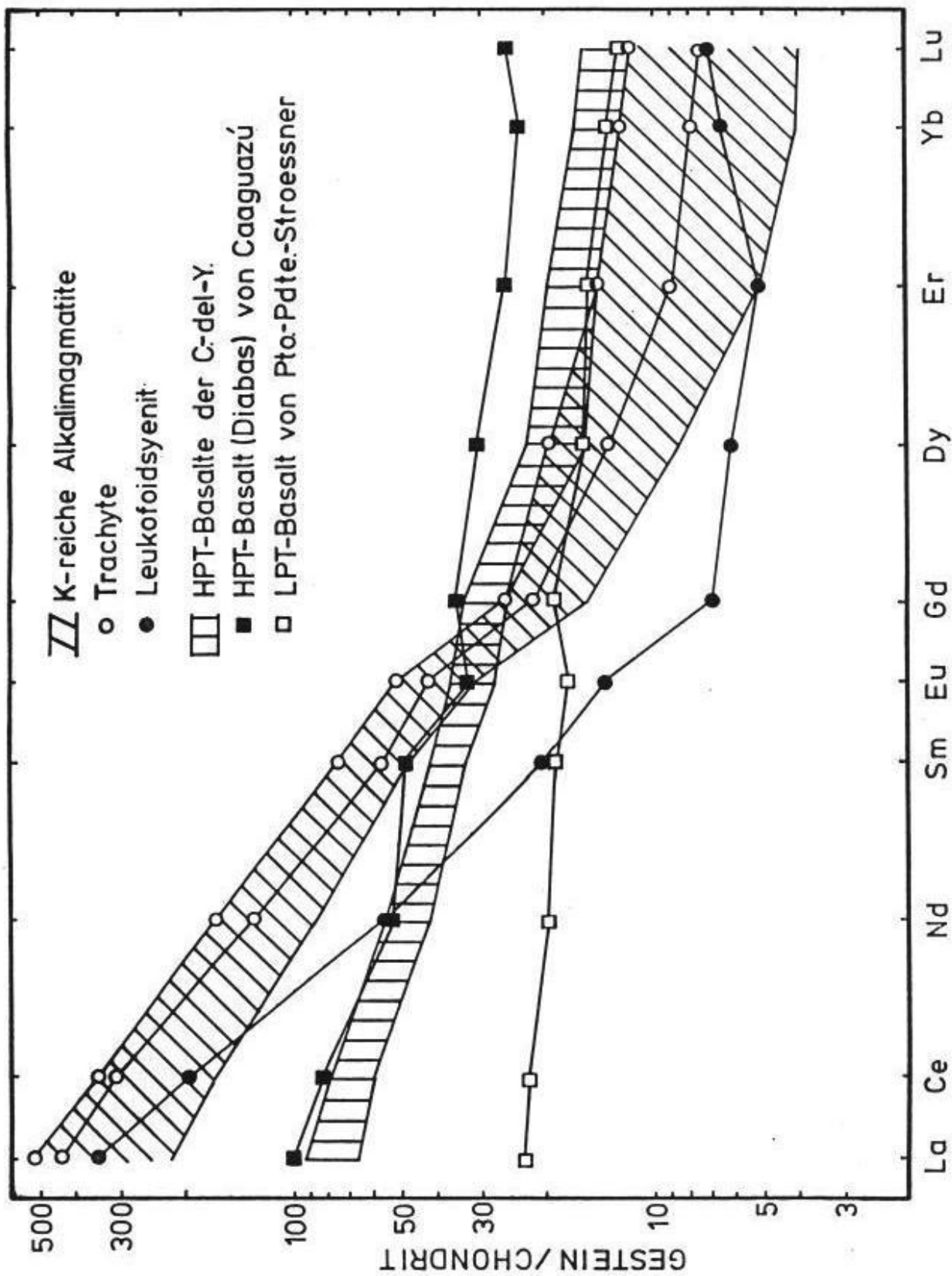


Abb.35e SE-Spektren der Basalte und der K-betonten Alkalimagmatite der GPAP im Vergleich.

Als ein Ausgangsmaterial für die K-betonten, basanitischen bis tephritischen Alkalimagmatite Ostparaguays wird daher ein (phlogopitführender ?) Granatperidotit (Pyroxenit) postuliert. Verschiedene, niedrige Aufschmelzgrade führten zu Magmen mit den beobachteten SE-Gehalten und Verteilungen. Nachfolgende Fraktionierungsprozesse, Magmenmischungen und autometasomatische Überprägungen kamen hinzu. Die SE-Daten verdeutlichen den heterogenen Charakter der K-betonten Alkalimagmatite noch einmal. Sie lassen aber kein eindeutiges Geneseschema erkennen.

4.3.5 Schlußfolgerungen

Die in dieser Arbeit untersuchten Basalte sind Vertreter der Paranábasalte und gehören zu den kontinentalen Flutbasalten. Sie ergänzen die von ECKEL (1959) und BELLIENI ET AL. (1986) beschriebene Basaltsuite aus Paraguay und Argentinien.

Analog zu den sonstigen Paranábasalten können die bearbeiteten Gesteine in HTi-Basalte ($> 3\% \text{ TiO}_2$), MTi-Basalte (2 - 3% TiO_2) und LTi-Basalte ($< 2\% \text{ TiO}_2$) gegliedert werden. HTi- und MTi-Basalte können auch als HPT-Basalte (Basalte mit hohen P und Ti-Gehalten) zusammengefasst werden, die LTi-Basalte können als LPT-Basalte (Basalte mit niedrigen P und Ti-Gehalten) zusammengefasst werden.

HPT- und LPT-Basalte haben keinen gemeinsamen Entstehungsort in einem homogenen oberen Erdmantel und können auch nicht durch nachfolgende gravitativer Kristallisationsdifferentiation oder krustale Kontamination aus einem Muttermagma erklärt werden (BELLIENI ET AL. 1986; MANTOVANI ET AL. 1985).

Partielle Schmelzung (RINGWOOD 1975) eines in den inkompatiblen Elementen angereicherten, inhomogenen oberen Erdmantels (Granat-Lherzolith ?, vgl.: COX 1983; HAWKESWORTH ET AL. 1983; MANTOVANI ET AL. 1985) kann die tholeiitischen HPT-Basalte hervorbringen. Nachfolgende gravitative Kristallisationsdifferentiation führte dann innerhalb der C.-del-Y. zu andesitisch-latitischen Basalten. Eine finale Überprägung hydrothermale Überprägung führte zu einer selektiven Cu-Imprägnation.

Die K-betonten Alkalimagmatite der GPAP heben sich klar von den Paranábasalten ab und sind eine eigenständige Gruppe von Gesteinen, die sich durch folgende geochemische Charakteristika auszeichnet:

- vorwiegend quarzfreie, miaskitische Gesteine und $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$
- hohe Gehalte besonders an K, Rb, Ba (LILE) sowie den weiteren inkompatiblen Elementen Zr, Nb, Sr und den SE,
- hohe Gehalte an den kompatiblen Elementen Ni und Cr und geochemische Primitivität (hohe M-Werte),
- bis auf die Absaigerung von Co-Cu-Phasen und der Magnetit/Biotit-Absaigerung bei MgO-armen Magmen keine einfache Differentiationsreihe.

Genau diese geochemischen Merkmale werden auch von K-reichen anorogenen Magmatiten weltweit beschrieben (SAHAMA 1974, GUPTA & YAGI 1980), so z. B. von den K-betonten Magmatiten der Highwood-Mountains/USA (NASH & WILKINSON 1971) oder den K-reichen Magmatiten des Mt.-Amiata/Italien (VAN BERGEN 1984).

GUPTA & YAGI (1980, und Literatur darin), ROCK (1977) und VAN BERGEN (1984) referierten folgende Hypothesen, die zur Generierung K-reicher Magmen führen:

- Magmenmischung, Assimilation und Kontamination.
- Magmenfraktionierung und -differentiation, selektive Elementanreicherung.
- Glimmerresorption, Zonen-Schmelzung.
- partielle Schmelzung eines phlogopitischen, ultramafischen Erdmantels.

Folgende Phänomene können bei den K-betonten Alkalimagmatiten der GPAP beobachtet werden:

Magmenmischung kann im Handstück, Assimilation und Kontamination kann an Hand der Xenolithe und an den Mafitenkristallen beobachtet werden. Magmenfraktionierungsprozesse und Differentiationsprozesse sind durch die Co- Cu- und Fe-Ti-Phasenabsaigerung angezeigt, aber auch durch die \pm parallelen SE-Spektren der Phonolithe und Trachyte. Die Resorption von Glimmer kann in den Glimmer-Monchiquiten vom Cerro-Santo-Tomas bei Paraguarí festgestellt werden.

Die Biotitführung ist ein Charakteristikum der K-betonten Alkalimagmatite. Von besonderem Interesse sind auch die Biotit/Phlogopit-führenden pyroxenitischen Xenolithe. In solchen glimmerpyroxenitischen Gesteinen kann ein mögliches Ursprungsgestein der K-reichen Magmen vermutet werden. Auch die granatführenden Glimmerperidotite des nördlichen Ostparaguay (HAGGARTY & MARIANO 1983) sind mögliche Muttergesteine.

Die geringgradige partielle Schmelzung eines phlogopitführenden Peridotits kann K-reiche Magmen mit hohen Konzentrationen an den kompatiblen und inkompatiblen Elementen hervorbringen (KAY & GAST 1973; GUPTA & YAGI 1980). Im Ausgangsgestein ist Phlogopit der K-, Ba-, Rb- und Zr-Träger (AHREND 1965) und liefert darüber hinaus OH für die fluide Phase. Ni und Cr sind an den Olivin, Cr-Pyroxen und Granat gebunden.

Granat im Residuum kann darüber hinaus für die Fraktionierung der SE bzw. für die Zurückhaltung besonders der SSE verantwortlich gemacht werden (SHIMIZU & ARCULUS 1975).

Partielle Schmelzung eines phlogopitführenden Granat-Peridotits führt also zu einem Kristall-Schmelze-Brei, in welchem die Schmelze hohe Anteile an den LILE und den LSE sowie H₂O und CO₂ hat, und in dem die Mafiten (die Mafite können als Erstauskristallisate aus den Erstschnmelzen und auch als Reliktkristalle des Peridotits vorliegen) den Ni-, Cr- und SSE-Haushalt kontrollieren. Der Aufstieg solcher K-reichen Erstschnmelzen (partielle

Schnmelzung < 1 % ? nach KAY & GAST 1973) aus großer Tiefe, die damit verbundene Nebengesteinsassimilation sowie die Resorption von frühen Mineralphasen und der Nachschub von sehr fluiden leukokraten Schnmelzen in Oberflächennähe zu einem beinahe schon auskristallisierten, mafischen Magmenbrei kann die beobachtete Vielfalt der K-betonten Alkalimagmatite schaffen. Demnach wären in den Basaniten und Monchigiten und Maligniten die ursprünglichsten und primitivsten Magmen zu suchen. In der Tat haben diese Gesteine die höchsten M-Werte (>55) und die niedrigsten Sr_i-Verhältnisse (0,7069 - 0,7072).

In welchem Ausmaß gabbroide Schnmelzen (höherer Aufschmelzungsgrad des Mutterperidotits), Nebengesteinsassimilation (Xenolithe) und Überprägung durch karbonatische Phasen (Ocelli u. ä.) die endgültige Formierung der K-betonten Alkalimagmatite beeinflusst haben, kann hier nicht geklärt werden. Fest steht aber, daß karbonatische Phasen (Karbonatitproblematik ?) und Nebengesteinsassimilation (Basalte, Diorite, Monzonite, "Wall-Rock-Assimilation") eine Rolle gespielt haben, ebenso wie Mafitenfraktionierung und finale Na- und OH-Überprägung. Läßt man für die oberflächennah erstarrten Magmatitkörper eine spätere hydrothermale Überprägung ("Kochen im eigenen Saft" unter Deckgebirgsabschluß und eventueller Inkorporation von vadosen Wässern) und eine geologische Zeiten andauernde Abkühlung zu, so ist auch auf zwanglose Art die Verjüngung der K-Ar-Alter der postmagmatisch überprägten leukokraten Bestandteile der K-betonten Magmatite und der umgebenden Basalte erklärt.

4.4 Isotopengeochemische Untersuchungen (Sr-Isotopie)

An 14 ausgesuchten Proben der Basalte und Alkalimagmatite wurden die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse bestimmt. Es wurden Proben mit niedrigen Rb/Sr-Verhältnissen ausgewählt.

Von den Basalten wurden 4 Proben gemessen. Probe PS 3 ist ein HPT-Olivinbasalt aus der Kernbohrung bei Pto.-Pdte.-Stroessner (Kap.3.5.1), Probe 13 ein HPT-Olivinbasalt aus der C.-del-Y., Y 1 ist ein feldspatphyrischer Latibasalt aus der Gipfelage der C.-del-Y. und 007 ist ein HPT-Andesibasalt (Diabas) von Caaguazú. Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der Basalte sind die ersten vorliegenden Analysen aus dem westlichen Paranábecken.

Von den Alkalimagmatiten wurden ebenfalls frische und typische Vertreter ausgesucht, die Resultate zu den Proben A 1, S 2 und S 1 gr wurden in Kap.3.5 andiskutiert. Aus der C.-del-Y. und Umgebung wurden die Malignite M 1 und 25, sowie der Tephrit XY und der Basanit St Ha f, der Trachyt 17 c sowie der Phonolith 13 b gemessen. Aus der Probe 13 b wurde Kalzit einer entmischten Karbonatkonkretion gemessen. Alle Sr-Isotopiemessungen wurden an Gesamtgesteinsplits der für die Geochemie verwendeten Proben durchgeführt und mit einem Modellalter von 130 Ma auf die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Anfangsverhältnisse zurückgerechnet (Rb/Sr-Elementverhältnisse aus den XRF-Analysen).

4.4.1 Bisherige Sr- (und O-) Isotopieuntersuchungen an Basalten und Alkalimagmatiten des Paranábeckens

Erste Sr-Isotopie Untersuchungen an basaltischen Gesteinen des Paranábeckens wurden von COMPSTON ET AL. (1967), HALPERN ET AL. (1974) und CORDANI ET AL. (1980) durchgeführt (vgl. auch DEPAOLO & WASSERBURG 1979). Nach ihren Daten variieren die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialverhältnisse zwischen 0,703 und 0,713 für Basalte, mehr

saure Vulkanite des Paranábeckens haben Werte bis 0,725. Diese Autoren führen die hohen Sr_i -Werte der mehr sauren Gesteine auf krustale Beimischungen zurück, dies wird von späteren Bearbeitern bestätigt. FODOR ET AL. (1985 b) fanden für krustal kontaminierte Basalte aus dem S des Paranábeckens $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Initialverhältnisse von 0,710 bei $\delta^{18}O$ -Werten von 8 - 10. Entwickeltere Gesteine (basaltische Andesite bis Rhyolithe) haben Sr -Initialwerte von 0,714 - 0,725 und $\delta^{18}O$ -Werte zwischen 11 und 15. FODOR ET AL. (1985 b) nehmen als Kontaminanten archaischen Granulit mit einem $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Verhältnis von 0,735 an. MANTOVANI ET AL. (1985) erhielten für Vulkanite des Paranábeckens $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Anfangsverhältnisse zwischen $0,70485 \pm 3$ und $0,71628 \pm 5$. Dabei fanden sie für HPT-Basalte einen engen Bereich zwischen 0,705 und 0,706. Diese Gesteine werden als direkte Mantelabkömmlinge interpretiert. An LPT-Basalten und differenzierteren Gesteinen wurden dagegen Werte zwischen 0,707 und 0,716 gemessen, steigende $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Verhältnisse sind dabei mit zunehmenden SiO_2 -Gehalten und Rb/Sr-Elementverhältnissen positiv korreliert (Abb.36).

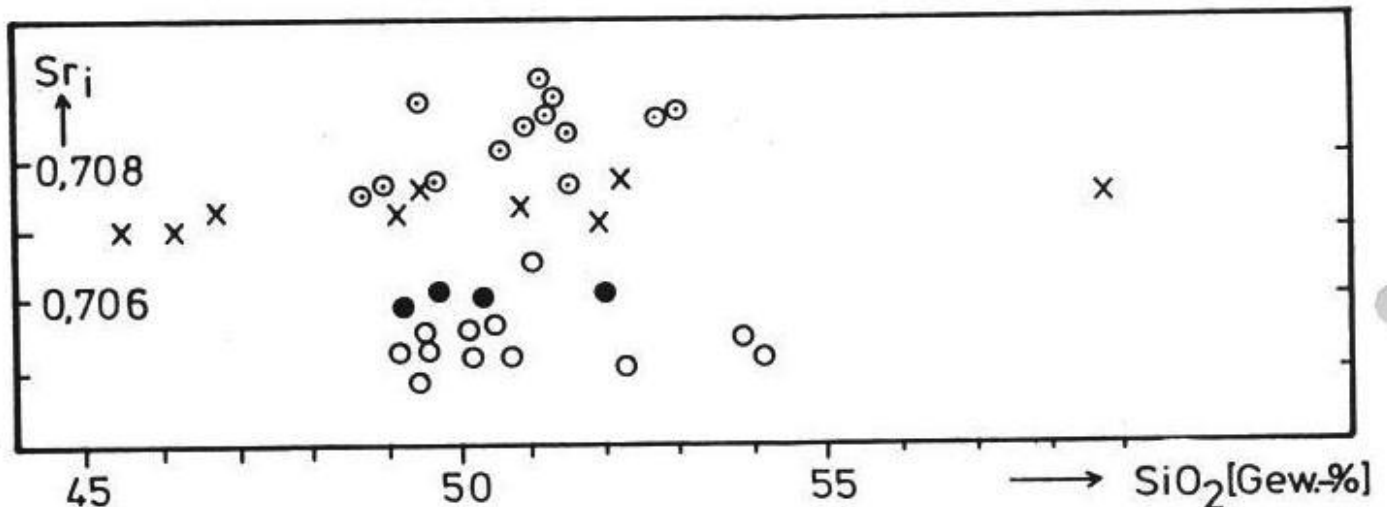


Abb.36 Sr -Isotopenanfangsverhältnisse von LPT-Basalten (Signatur: \circ) und HPT-Basalten (Signatur: \circ) des zentralen Paranábeckens (Daten aus MANTOVANI ET AL. 1985) im Vergleich mit den hier untersuchten Basalten des westlichen Paranábeckens (Signatur: \bullet) und den K-betonten Alkalimagmatiten (Signatur: x).

Die vorliegenden Sr-Isotopiedaten von CFB's des Paranábeckens zeigen einen weiten Streubereich. Dies ist typisch für weitere CFB-Provinzen. Die Etendeka-CFB-Provinz (als Äquivalent der Paranábasalte auf W-afrikanischer Seite in Namibia) hat einen Variationsbereich von 0,706 bis 0,714 (ERLANK ET AL. 1980), die gesamte Karroo-CFB-Provinz liefert Werte zwischen 0,705 und 0,714 (HAWKESWORTH ET AL. 1983).

Die für nicht krustal kontaminierte Basalte gemessenen hohen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialverhältnisse von 0,705 - 0,707 für die CFB-Provinzen können innerhalb der kontinentalen Lithosphäre nur dort generiert werden, wo Inhomogenitäten des oberen Mantels in den Rb/Sr-Elementverhältnissen lange genug bestehen konnten (HAWKESWORTH ET AL. 1983), um die hohen und unterschiedlichen Sr_i -Werte zu erzeugen..

Sr-Isotopie Untersuchungen an Alkaliintrusivgesteinen des Paranábeckens oder seiner Umrandung existieren kaum. UMPIERRE & HALPERN (1971) datierten (Rb/Sr-Methode) einen nicht näher beschriebenen Alkaliintrusivkomplex bei Mariscal/Uruguay mit einer 3-Punkt Isochrone zu 120 ± 5 Ma und erhielten ein $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialverhältnis von $0,710 \pm 0,002$.

DARBYSHIRE & FLETCHER (1979) datierten drei Alkaligesteinsvorkommen der Velasco Alkaliprovinz in Bolivien über die Rb/Sr-Gesamtgesteinsmethode. Für Alkalisyenite und Granite erhielten sie ein 3-Punkte Isochronenalter von 143 ± 4 Ma und ein $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Anfangsverhältnis von $0,7062 \pm 0,0004$. Ein Foyait und Pulaskitkomplex wurde mit einer 4-Punkte Isochrone zu 140 ± 6 Ma datiert, das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Anfangsverhältnis liegt bei $0,7043 \pm 0,0002$, unter Hinzunahme von zwei phonolithischen Ganggesteinen ergab eine 6-Punkte Isochrone ein Alter von 138 ± 4 Ma, das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Anfangsverhältnis liegt bei $0,7044 \pm 0,0002$. Über K-Ar-Alter an Biotiten und Hornblenden erhielten sie innerhalb der Fehlergrenzen konkordante Alter (135 ± 5 bis 142 ± 5 Ma) zu den Rb/Sr-Isochronenalter.

KAWASHITA ET AL. (1984) ermittelten für fluoritführende Ne-Syenite des Pocos-de-Caldas Komplexes in Brasilien ein Isochronenalter von $89,8 \pm 2,8$ Ma und ein $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialverhältnis von $0,7050 \pm 0,0001$, für Lujavrite und Chibinite erhielten sie Rb-Sr-Isochronenalter von $86,3 \pm 6,0$ Ma und ein Sr_i -Verhältnis von $0,7052 \pm 0,0001$. Zwei weitere Ne-Syenite mit einem Alter von $85,0 \pm 5,0$ Ma lieferten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Anfangsverhältnisse von $0,70443 \pm 0,00034$ und $0,70499 \pm 0,00015$. Die Gesteine werden als Abkömmlinge des oberen Mantels angesehen. Die von AMARAL ET AL. (1967) und BUSHEE (1974) gemessenen K-Ar-Alter um 60 Ma für diese Gesteine sind signifikant jünger und werden von KAWASHITA ET AL. 1984 auf

thermische Überprägung und Ar-Verluste zurückgeführt.

HERZ & WENNER (1980) untersuchten mesozoische Alkaliintrusiva aus Brasilien auf ihre sauerstoffisotopische Zusammensetzung und erhielten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen 6 und 8. Sie führten die hohen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auf eine intrakrustale (?) Hot Spot Aktivität zurück, Alkalivorkommen mit niedrigeren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten sollen von einer dünneren kontinentalen Kruste unterlagert sein und sollen ihren Ursprung in der unteren Kruste beziehungsweise im oberen Mantel haben.

Die vorliegenden Sr_i -Verhältnisse für mesozoische Alkalimagmatite des erweiterten Paranábeckens haben also sowohl Mantelsignatur ($< 0,706$) wie auch krustale Signatur ($> 0,706$). Rb/Sr-Isochronenalter können übereinstimmen (Velasco-Provinz in Bolivien) oder auch teilweise nicht übereinstimmen (Pocos-de-Caldas Komplex in Brasilien) mit K-Ar Altern.

4.4.2 Sr-Isotopie von Basalten und Alkaligesteinen der GPAP

Der HPT-Basalt 13 hat mit einem Rb/Sr-Elementverhältnis von 0,045 und einem angenommenen Alter von 130 Ma ein Sr_i -Verhältnis von 0,70598. Dieser Wert ist typisch für nicht kontaminierte mesozoische CFB's, die ihren Ursprung im oberen Mantel haben (vgl. MANTOVANI ET AL. 1985). Auch mit dem gemessenen TR-Alter von 108 Ma ändert sich dieser Wert nur insignifikant. Nach den geochemischen Kriterien ist Basalt 13 ein HPT-Gestein (vgl. MANTOVANI ET AL. 1985).

Der feldspatphyrische Latibasalt Y1 hat mit 0,225 das höchste Rb/Sr-Verhältnis aller gemessenen Proben. Mit einem Modellalter von 130 Ma hat der Alkalibasalt ein Sr_i -Verhältnis von 0,70607 (Tab.18). Nach den TiO_2 - (2,26 %) und P_2O_5 -Gehalten (0,55 %) ist es ebenfalls ein HPT-Gestein, allerdings unterscheidet der hohe K_2O -Gehalt (5,51 %) und die porphyrische, holokristalline Struktur den Latibasalt Y 1 deutlich von den anderen Basalten.

Die beiden basaltischen Gesteine der C.-del-Y. und die ebenfalls auf die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse untersuchten Basalte PS 3 und 007 (Kap.3.5) sind nach ihren geochemischen Kriterien alle HPT-Gesteine und tragen nach ihren Sr_i -Verhältnissen eine für C.F.B.'s des Paranábeckens typische Mantelsignatur. Im Vergleich mit den von MANTOVANI ET AL. (1985) vorgestellten Werten (Abb.36) für HPT-Gesteine des Paranábeckens (Sr_i : 0,7048 bis 0,7057) sind die Werte aus Paraguay etwas höher, aber deutlich niedriger als 2 bei der Diskussion Ihrer HPT-Gesteine (MANTOVANI ET AL. 1985:205)

nicht berücksichtigten Werte von $0,70845 \pm 3$ bzw. $0,7065 \pm 7$ (MANTOVANI ET AL. 1985:191). Die hier vorgestellten Sr_i -Verhältnisse liegen in dem von PEATE ET AL. (1987) angegebenen Bereich für Paranásbasalte aus dem zentral-nördlichen und nordwestlichen Teil des Paranásbeckens.

Tab.18 Sr-Initialverhältnisse von vier Basalten aus Ostparaguay

Probe	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}Sr/^{86}Sr_{gem} \pm 2 \sigma$	Sr_i -Verh.
PS 3	13	565	0,023	$0,70605 \pm 0,00003$	0,70593
13	21	472	0,045	$0,70622 \pm 0,00004$	0,70598
007	37	253	0,146	$0,70686 \pm 0,00002$	0,70608
Y 1	89	396	0,225	$0,70728 \pm 0,00002$	0,70607

Die HPT-Basalte Ostparaguays werden als krustal nicht signifikant kontaminierte Abkömmlinge des oberen Mantels angesehen. Weder mit zunehmenden SiO_2 - (Abb.36) noch mit zunehmenden Rb- oder Sr-Gehalten (Abb.37) kann eine signifikante Erhöhung der Sr_i -Werte festgestellt werden. Um die für Gesteine aus dem oberen Erdmantel hohen Sr_i -Verhältnisse von 0,705 bis 0,706 zu generieren (Tab.18), muß der obere Mantel über geologisch lange Zeit die entsprechenden Rb/Sr-Verhältnisse behalten haben (HAWKESWORTH ET AL. 1983).

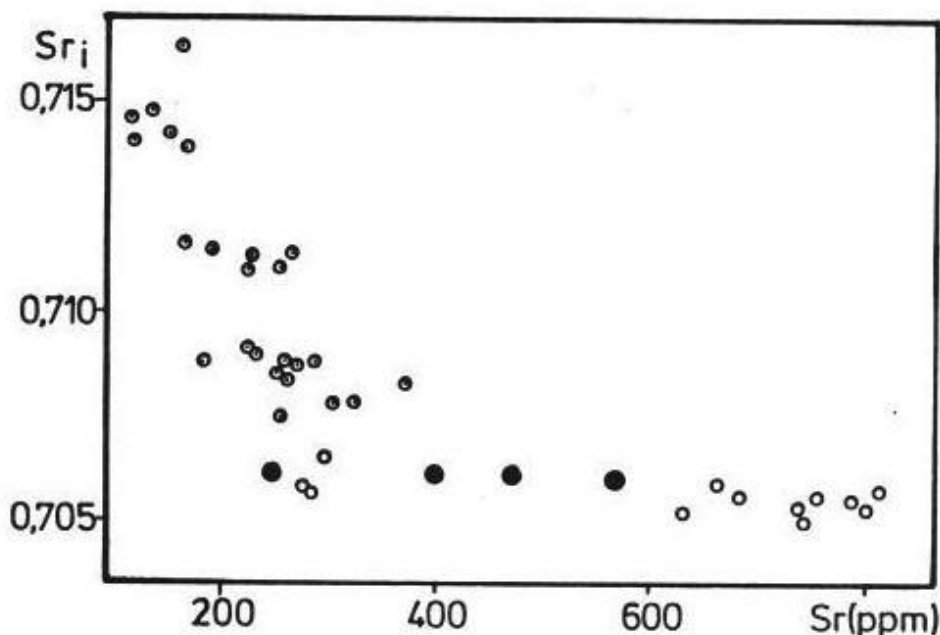


Abb.37a Sr-Initialverhältnisse ostparaguayischer HPT-Basalte (ausgefüllte Kreise) im Vergleich mit Sr-Initialverhältnissen von HPT-Basalten des Paranásbeckens (nicht ausgefüllte Kreise) und von LPT-Basalten des Paranásbeckens sowie deren krustal kontaminierte, sauren Abkömmlinge (nicht ausgefüllte Kreise mit Punkt), aufgetragen gegen Sr (ppm); Vergleichsdaten aus MANTOVANI ET AL. (1985).

Die untersuchten Alkalimagmatitproben aus der C.-del-Y. und Umgebung haben Sr_i -Verhältnisse zwischen 0,70693 (Probe 25) und 0,70761 (Probe 13b). Das höchste Sr_i -Verhältnis wurde an einem Karbonateinschluß (Probe 13 Kalz.) mit 0,70785 gemessen (Tab. 19). Es handelt sich nicht um eine typische Blasenfüllung, eher um eine im liquidmagmatischen Zustand entmischte, karbonatische Phase. Die Ansprache als Karbonatit wird jedoch nicht gewagt. Nach den $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Verhältnissen von 0,70785 kann eine Mantelherkunft des Karbonats ausgeschlossen werden. Als Quelle könnten permische Karbonate der Pañetey-Formation ($^{87}Sr/^{86}Sr$ -Verhältnis für permisches Meerwasser: FAURE 1977), eventuell auch mesozoische Formationswässer oder hydrothermale Lösungen unbekannter Herkunft angenommen werden. Das Wirtsgestein 13b hat einen signifikant niedrigeren Sr_i -Wert von 0,70761.

Die Alkalimagmatite 17 c, 13 b und XY stammen alle aus der NW Ringstruktur innerhalb der C.-del-Y. Innerhalb der 2 σ -Fehler (übernommen aus den gemessenen, heutigen $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Verhältnissen und deren analytische Fehler, Tab.19) stimmen die Sr_i -Werte des Trachytes 17 c und des Tephrits XY mit 0,70734 bzw 0,70740 überein, Probe 13 b hat ein signifikant höheres Sr_i -Verhältnis von 0,70761. Aus diesem Gestein wurde der Karbonateinschluß mit einem Sr-Isotopenverhältnis von 0,70785 gemessen.

Ein unterkretazisches Ausgangsmagma mit einem Sr_i -Verhältnis von 0,7073 bis 0,7074 kann für die Alkalimagmatite 17c und XY angenommen werden. Probe 13 b wurde an radiogenem ^{87}Sr angereichert, als Quelle konnte eine karbonatische Phase mit einem $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Verhältnis von 0,70785 ausgemacht werden.

Mit einem Sr_i -Verhältnis von 0,70717 hat der Malignit M 1 von Mbocayaty einen mit dem Essexit A 16 von Agua-Pety-Porton übereinstimmenden Wert (0,70718). Beide Vorkommen sind stockförmige Intrusivkörper mit ähnlichen petrographischen, geochemischen und tektonischen Merkmalen.

Der Malignit 25 und der Basanit St-Ha-f stammen vom SW-Eck der C.-del-Y. und sind dort der eigentlichen C.-del-Y. vorgelagert (Cerro "km-23" bei Roque-G.-de-Santa-Cruz, Cerro in der Nähe von Sta.-Helena). Sie besitzen die niedrigsten Sr_i -Verhältnisse mit 0,70694 bzw. 0,70693 aller untersuchten Alkalimagmatite, zusammen mit den niedrigsten SiO_2 -Gehalten. Die Sr_i -Verhältnisse stimmen überein und kennzeichnen ein gemeinsames Ausgangsmagma mit einem $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Ausgangsverhältnis von $0,7069 \pm 1$.

Die Alkalimagmatite der C.-del-Y. und ihrer Umlande gehören drei isotopisch leicht verschiedenen Magmenreservoirs an. Niedrige Sr_i -Werte von $0,7069 \pm 1$ kennzeichnen das Alkaligesteinsvorkommen von der SW-Ecke der C.-del-Y. Die Alkaliintrusivstöcke von Mboca-

yaty und Agua-Pety-Porton entstammen einem gemeinsamen Magmenreservoir mit einem Sr_i -Verhältnis von $0,7072 \pm 1$. Am entwickeltesten nach Chemismus und Sr-Isotopie sind die Alkalimagmatite aus der C.-del-Y., eine gemeinsame Magmenquelle mit einem Sr_i -Verhältnis von $0,7074 \pm 1$ ist kennzeichnend, eine kontaminierende Phase mit einem deutlich höheren $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Verhältnis von $0,70785$ (permisches Meerwasser ?) tritt ebenfalls auf.

Tab.19 Die Sr-Isotopen-Anfangsverhältnisse der K-betonten Alkalimagmatite der Guairá-Paraguarí-Alkali-Provinz

Probe	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb/Sr	$^{87}Sr/^{86}Sr_{gem} \pm 2 \sigma$	Sr_i -Verh.
A 1	100	1963	0,051	$0,70745 \pm 0,00002$	0,70718
M 1	172	1637	0,105	$0,70773 \pm 0,00002$	0,70717
XY	75	1692	0,044	$0,70763 \pm 0,00003$	0,70740
17 c	130	1038	0,125	$0,70800 \pm 0,00003$	0,70734
13 b	117	1049	0,112	$0,70821 \pm 0,00004$	0,70761
Kalz.	-	-	-	$0,70785 \pm 0,00003$	0,70785
St.Ha-f	113	1735	0,065	$0,70729 \pm 0,00002$	0,70694
25	115	1385	0,083	$0,70737 \pm 0,00003$	0,70693
S 1 gr	100	1398	0,072	$0,70756 \pm 0,00002$	0,70720
S 2	94	1444	0,065	$0,70806 \pm 0,00003$	0,70771

Die K-betonten Alkalimagmatite der Guairá-Paraguarí-Alkali-Provinz haben keine typische Mantelsignatur und sind in der Sr-Isotopie von den HPT-Basalten des Paranabeckens deutlich verschieden. Ob eine Verwandtschaft zu den LPT-Basalten des Paranabeckens mit Sr_i -Verhältnissen um $0,707$ besteht, bleibt zukünftigen Untersuchungen überlassen. Eine positive Korrelation der Sr_i -Werte mit steigendem SiO_2 -Gehalt oder steigendem Rb- oder Sr-Elementgehalten liegt ebenfalls nicht vor. Saure Gesteine krustalen Ursprungs mit hohen Sr_i -Verhältnissen ($> 0,708$) können als signifikanter Kontaminant ausgeschlossen werden (Abb.37a - c).

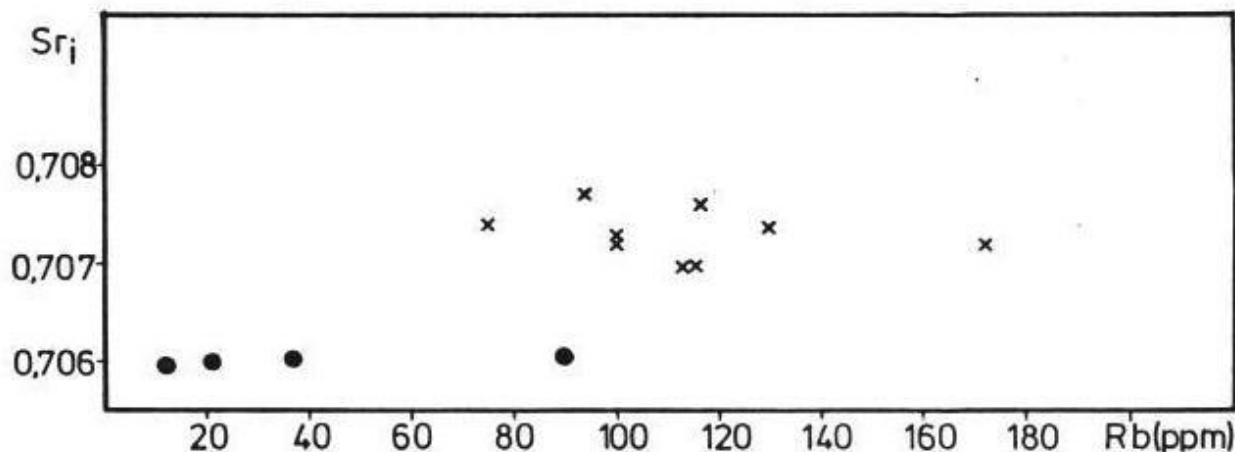


Abb.37b Sr-Initialverhältnisse von HPT-Basalten (ausgefüllte Kreise) im Vergleich mit Alkalimagmatiten der GPAP (Kreuzchen), aufgetragen gegen Rb (ppm).

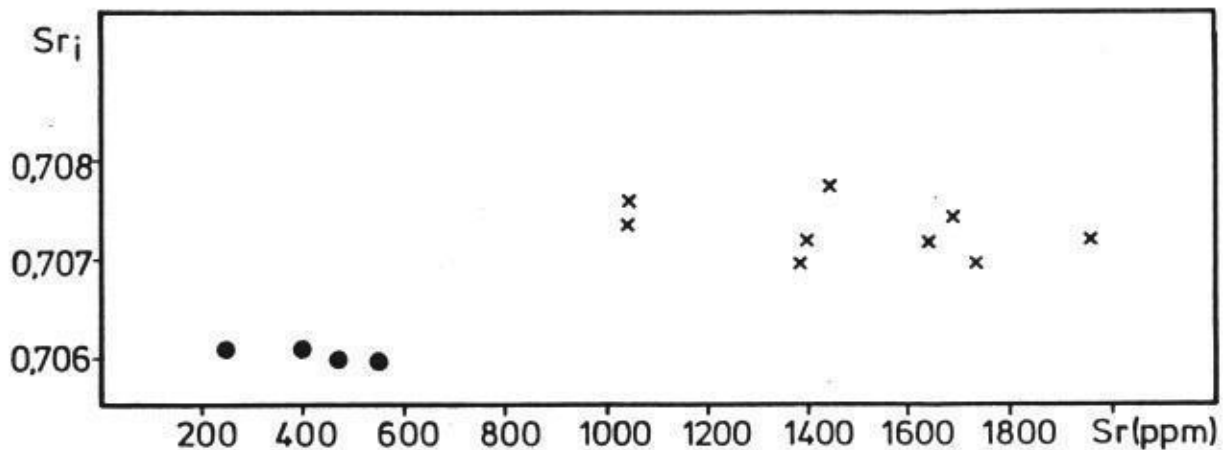


Abb.37c Sr-Initialverhältnisse von HPT-Basalten und Alkalimagmatiten der GPAP (Signaturen wie oben), aufgetragen gegen Sr (ppm).

4.4.3 Schlußfolgerungen

HPT-Basalte aus dem W-Teil des Paranábeckens in Ostparaguay haben Sr_i -Verhältnisse (für $T = 130$ Ma) zwischen 0,70593 und 0,70608 (Tab.18). Diese Werte liegen etwas höher als der von MANTOVANI ET AL. (1985) angegebene Bereich für HPT-Gesteine des östlichen Paranábeckens (0,7048 - 0,7057), liegen aber in dem von PEATE ET AL. (1987) angegebenen Bereich für HTi- und MTi-Basalte des Paranábeckens. Die hohen $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Anfangsverhältnisse der HPT-Gesteine sind jedoch nicht durch krustale Kontamination entstanden, sondern sind ein Charakteristikum des Oberen Erdmantels selbst, aus dem die HPT-Gesteine generiert wurden.

Die K-betonten Alkaliintrusivgesteine der GPAP haben Sr_i -Verhältnisse von 0,70693 bis 0,70771. Einzelne Vorkommen haben dabei leicht unterschiedliche Sr_i -Verhältnisse (Tab.19). Nach ihrer Sr-Isotopie können die Alkalimagmatite nicht aus den HPT-Basalten Ostparaguays abgeleitet werden und entstammen auch nicht dem gleichen Ausgangsbereich in der kontinentalen Lithosphäre.

Zum Zeitpunkt der Intrusion der einzelnen Alkaliintrusiva während der unteren Kreide lagen schon isolierte Magmenbereiche mit ihrer jeweils typischen Sr-Isotopie vor. Ein Vorkommen bei Paraguarí (Kap.3.5.4 Tab.19) zeigt, daß auch isotopisch unterschiedliche Magmen nebeneinander vorliegen können.

Die K-betonten Alkalimagmatite Ostparaguays haben keine typischen Mantelwerte bezüglich ihrer Sr-Isotopie. Die hohen Sr-Initialwerte können aber auch nicht durch deutliche Beimengungen saurer, krustaler Gesteine erklärt werden. Die hohen Sr-Initialverhältnisse der K-betonten Alkalimagmatite haben ihren Ursprung in ei-

nem unbekanntem Ausgangsmagma bzw. Mutterperidotit, welches/geochemisch und Sr-isotopisch ebenfalls sehr heterogen war. Eine weitere Sr-isotopische, krustale (?) Überprägung K-betonter Alkalisubvulkanite geschah durch karbonatische Phasen.

Ob die K-reichen Magmen ihren Ursprung zusammen mit den Basalten im oberen Mantel hatten, z. B. aus dem selben Reservoir wie LPT-Basalte des Paranábeckens, oder in der unteren Kruste entstanden sind kann nach den Sr-Isotopiewerten nicht geklärt werden. Auch das Ausmaß krustaler Kontamination kann mit den jetzigen Daten nicht abgeschätzt werden. Einen Hinweis auf die Mantelherkunft mesozoischer Alkaliintrusiva im W des Paranábeckens findet sich bei DARBYSHIRE & FLETCHER (1979). Sie erhielten für Foyaitite des Velasco Komplexes in Bolivien Sr-Isotopen-Anfangsverhältnisse von 0,7044.

4.5 K-Ar-Chronologie der Magmatite der GPAP

In den folgenden Kapiteln wird über isotopische Altersbestimmungen nach der K-Ar-Methode an Alkalimagmatiten und an Basalten der GPAP berichtet.

Die Alkaligesteine haben grobes Korn und sind meist leicht porphyrisch ausgebildet. Von fast allen bearbeiteten Einzelvorkommen wurden Biotitpräparate hergestellt (Abb.38). Zu Vergleichszwecken wurden Pyroxen-Präparate und Alkalifeldspat/Foid-Verwachsungen nach der K-Ar Methode gemessen. Die basaltischen Gesteine wurden wegen ihrer Feinkörnigkeit über TR-Präparate datiert, gröberkörnige Gesteine wurden über Mineralpräparate gemessen.

Über die Eignung von Biotiten und Phlogopiten als Chronometer (K-Ar-Methode) soll hier nicht diskutiert werden. Aus zahlreichen systematischen Untersuchungen ist zu schließen, daß frische Biotite und Phlogopite für isotopische Altersbestimmungen nach der K-Ar-Methode gut geeignet sind (z. B. DALRYMPLE & LANPHERE 1969). Biotit ist das vielleicht meistverwendete Mineral in der Chronometrie.

Da die Biotite der Hauptkristallisation angehören und nicht alteriert sind, werden ihre K-Ar-Alter als geologisch signifikant interpretiert. Auch die Frische der Biotite und der durch verschiedene Reinigungsprozeduren erzielte hohe Reinheitsgrad und damit hohe K-Gehalt der Biotite stützen die Bedeutung ihrer Alterswerte. Der Vergleich mit den K-Gehalten von Biotiten aus weiteren mesozoischen Alkalimagmatiten Ostparaguays und Brasi-

liens zeigt (Abb.38), daß - unter der Annahme, daß mineralogisch und geochemisch vergleichbare Biotite vorliegen - der K-Gehalt der für diese Untersuchungen aufbereiteten Biotite im Mittel höher liegt, als der K-Gehalt der Biotite anderer Bearbeiter.

Klinopyroxenpräparate aus Alkaligesteinen hingegen lassen sich zwar leichter gewinnen, sind aber meist ungeeignet für die Datierung der Alkaliintrusivgesteine (vgl. AMARAL ET AL. 1967). Weitere für Datierungen nach der K-Ar-Methode geeignete Mineralphasen wären K-haltiger Amphibol und reine Plagioklase, Nepheline und Alkalifeldspäte mit Sanidinstruktur. Es muß jedoch angemerkt werden, daß die leukokraten Mineralphasen entweder innige Verwachsungen mit mindestens einer weiteren leukokraten Mineralphase zeigen (Hydronephelin-Problem, Entmischungsvorgänge) oder auch jüngeren, metasomatischen Verdrängungsvorgängen unterworfen sind (Plagioklas, Alkalifeldspäte der Trachyte und Latite). Auch der Amphibol zeigt Verwachsungen mit Pyroxen und Biotit. Ähnlich wie bei TR-Präparaten würden bei den in diesem Abschnitt angesprochenen Mineralen schlecht definierte (mineralogisch und paragenetisch) K-Phasen gemessen und nicht die erstrebten reinen Mineralphasen.

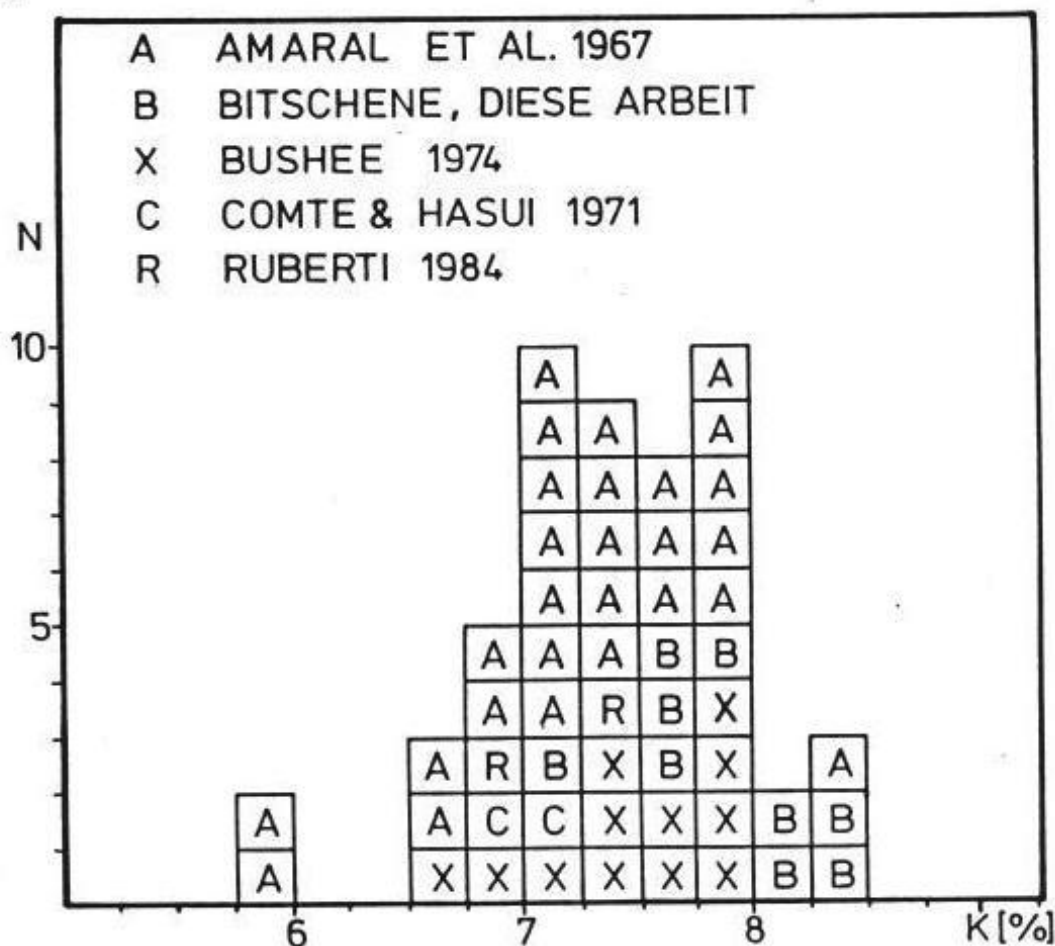


Abb.38: K-Gehalte von Biotiten mesozoischer Alkalimagmatite aus der Umrandung des Paranábeckens, welche zu Altersbestimmungen nach der K-Ar-Methode herangezogen wurden, im Vergleich mit den hier untersuchten Biotiten (B).

4.5.1 Bisherige K-Ar Altersbestimmungen an mesozoischen Magmatiten Ostparaguays

Bisher lagen nur wenige isotopische Altersdaten von mesozoischen Magmatiten aus Paraguay vor. Die Altersbestimmungen wurden an TR- oder Mineralpräparaten über die K-Ar-Methode durchgeführt. Die basaltischen Gesteine wurden über TR-Präparate datiert (COMTE & HASUI 1971) oder das datierte Präparat gleich gar nicht erwähnt (PALMIERI & ARRIBAS 1975). Die Altersdaten für basaltische Gesteine Ostparaguays liegen zwischen 179 ± 10 Ma (Diabas von Sapukai, COMTE & HASUI 1971) und 98 ± 5 Ma (Tephrit von Sapukai, PALMIERI & ARRIBAS 1975). Für einen Diabas aus der C. del Y. erhielten COMTE & HASUI (1971) ein K-Ar Alter von 127 ± 10 Ma, einen Diabas aus dem NE Ostparaguays datierten sie zu 108 ± 10 Ma. Allerdings wird in der Auflistung der Altersdaten (COMTE & HASUI 1971:36) dieses Vorkommen plötzlich der C.-del-Y. zugeschrieben.

Nach den vorliegenden Daten kann ein mesozoisches Alter für die basaltische Aktivität in Ostparaguay angenommen werden. Auch unter Verwendung anderer K-Zerfallskonstanten ergäben sich auf Grund der geologisch recht jungen Alter keine signifikant verschiedenen Alter. Die hier zitierten K-Ar-Alter sind die Originalalter

Für die K-betonten Alkalimagmatite Ostparaguays liegen einige K-Ar-Mineralalter von Biotiten vor. COMTE & HASUI (1971) datierten einen Mikrodiorit vom Cerro-Charara bei Paraguarí mit 129 ± 7 Ma (Biotit mit 7,25 % K), über ein TR-Präparat versuchten sie das Alkaliintrusivgesteins-Vorkommen bei Mbocayaty zu datieren (820 ± 85 Ma bzw. 960 ± 100 Ma). BITSCHENE & LIPPOLT (1984 b) datierten den Foidsyenit von Mbocayaty mit $128,2 \pm 4,5$ Ma (Biotit mit 7,87 % K) und bestätigten damit das zu erwartende mesozoische Ereignis.

Ein Essexit vom Sapukai-Komplex wurde zu 128 ± 8 Ma datiert (Instituto de Investigaciones Geochronologicas in Buenos Aires). PALMIERI & ARRIBAS (1975) teilten dieses Ergebnis mit, ohne das analysierte Präparat zu erwähnen (7,79 % K, eventuell Biotit). Für den Essexit des Cerro-Santo-Tomas geben sie ein Alter von 132 ± 10 Ma an. COMTE & HASUI (1971) datierten einen Diorit des Cerro-Cora Intrusivstockes mit 143 ± 8 Ma.

Die bisherigen Biotitdatierungen nach der K-Ar-Methode zeigen ein magmatisches Ereignis an der Wende Jura/Kreide an. Insgesamt zeigen die vorliegenden Alterswerte magmatische Aktivität während des Mesozoikums an. Die Daten (Abb.39) können als altersmäßiger

Rahmen angesehen werden, z. T. große analytische Fehler, ungeeignete Probenauswahl und fehlende Diskussion der analysierten Präparate und Gesteine machen eine Betrachtung mancher K-Ar-Altersdaten schwierig. Die K-Ar-Alter an Biotiten aus mesozoischen Alkaliintrusivgesteinen werden als geeignete Daten für die zeitliche Erfassung des Alkalimagmatismus angesehen (vgl. AMARAL ET AL. 1967).

4.5.2 K-Ar-Altersbestimmungen an Mineralpräparaten der K-betonten Alkalimagmatite der GPAP

Neben den Alkali-Intrusivgesteins-Vorkommen von Paraguarí und Agua-Pety-Porton (Kap. 3.5) wurden sechs Vorkommen aus der C.-del-Y. datiert, davon fünf über ein Biotitpräparat, ein Vorkommen über ein Aegirinaugitpräparat. Von 2 Vorkommen wurden weitere Mineralpräparate hergestellt und zu Vergleichszwecken gemessen. Folgende Mineralphasen der Alkalimagmatite wurden gemessen.

1. Alkalifeldspat/Sodalith/Nephelin/Zeolith Verwachsungen (Probe 25 aus der C.-del-Y.; Probe S 2 vom Cerro-Santo-Tomas bei Paraguarí).
2. Zonarer diopsidischer Ti-Augit (Probe 13 b cpx aus der C.-del-Y.; Probe S 2 cpx vom Cerro-Santo-Tomas bei Paraguarí; Probe A 16 cpx von Agua-Pety-Porton) und zonarer Aegirinaugit mit Ti-augitischem Kernbereich (Probe 154 aus der C.-del-Y.).

Der Pyroxen der Probe 13 b hat kleinste Glas/Feldspateinschlüsse, der Aegirinaugit 154 hat winzige Zeolithanhaftungen, der gemessene K-Gehalt ist deshalb wahrscheinlich auf diese Verunreinigungen zurückzuführen.

3. Biotit bzw. phlogopitischer Biotit aus der Hauptkristallisationsphase der Alkalimagmatite (Proben M 3, 25, 53, 17 c, 13 b aus der C.-del-Y., Proben A 16 von Agua-Pety-Porton und S 1, S 2 von Cerro-Santo-Tomas bei Paraguarí).

Aus stockförmigen Alkaliintrusivgesteins-Vorkommen der C.-del-Y. stammen der Foidsyenit von Mbocayaty (Probe M 3) und der Malignit vom Cerro-km-23 bei R.-G.-de-Santa-Cruz (Probe 25). Diese Vorkommen sind die am weitesten im N und S gelegenen Intrusivkörper und sind der eigentlichen C.-del-Y. vorgelagert. Von einem Leukofoid-syenitvorkommen unbekanntes Ausmaßes aus der NW-Ringstruktur der C.-del-Y. stammt Probe 154, aus einem gangförmigen Trachyt stammt Probe 17 c. Probe 13 b wurde aus frischem, anstehendem lamproitischen Phonolith ebenfalls aus der NW-Ringstruktur entnommen,

Probe 53 entstammt einem glimmerporphyrischen Phonolith/Latit-Lagergang vom N Hang der C.-del-Y. Zur Beschreibung der Proben A 16, S 1 und S 2 siehe Kap. 3.5.3 und 3.5.4.

Nach den geologischen Feldbeobachtungen intrudierten die Alkalimagmatite sowohl Basalte der Alto-Paraná-Formation wie auch Rot-sedimente der Independencia-Gruppe und der Misiones-Formation. Im NE der C.-del-Y. sind alkalireichen Tuffen synsedimentäre Sand-linsen der Misiones-Formation eingeschaltet, auch echte Tuff-deckenüberreste sind an der Basis von Misiones-Sandsteinen zu finden. Ein direkter erosiver Kontakt oder eine Überlagerung der Alkalimagmatite durch wesentlich jüngere Gesteine konnte im Ge-lände nicht beobachtet werden.

Geologisch-stratigraphische Kriterien deuten also auf ein Jura-bis Kreide-Alter für die K-betonten Alkalimagmatite hin. Basal-tischer Magmatismus war Vorläufer, Begleiter und Nachfolger (?) der K-betonten alkalimagmatischen Aktivität.

Tab.20: K-Ar-Mineralalter von K-betonten Alkalimagmatiten der C.-del-Y. und ihrer Umgebung

Probe	Präp.	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}/\text{g}$ (ccm STP)	Luft-Ar (%)	Alter (Ma) $\pm 1\sigma$	
C.-del-Y.						
25	Biot.	7,68	$0,4084 * 10^{-4}$	16,9	$131,9 \pm 5,0$	} <i>Kalkignita</i>
25	Leuk. Matr.	6,43	$0,2990 * 10^{-4}$	10,2	$115,8 \pm 4,2$	
M 3	Biot.	7,87	$0,4065 * 10^{-4}$	6,8	$128,2 \pm 4,5$	
154	cpx	0,102	$0,4732 * 10^{-5}$	41,6	$116,7 \pm 8,4$	} <i>Sienita Foidelja</i>
17 c	Biot.	7,71	$0,3907 * 10^{-4}$	11,9	$125,9 \pm 4,6$	
53	Biot.	8,16	$0,4091 * 10^{-4}$	6,9	$124,6 \pm 4,2$	
13 b	Biot.	7,17	$0,3720 * 10^{-4}$	9,2	$128,8 \pm 4,6$	} <i>Phonolith Misaka</i>
13 b	cpx	0,027	$0,1820 * 10^{-6}$	55,5	$165,6 \pm 16,0$	
Cerro-Santo-Tomas bei Paraguari						
S 2	Biot.	8,05	$0,4084 * 10^{-4}$	7,5	$126,0 \pm 4,5$	
S 2	cpx	0,116	$0,8710 * 10^{-6}$	35,3	$183,5 \pm 8,5$	
S 2	Leuk. Matr.	4,63	$0,2557 * 10^{-4}$	8,2	$136,8 \pm 5,0$	
S1 gr	Biot.	8,48	$0,4446 * 10^{-4}$	12,4	$130,1 \pm 4,8$	
S1 f	Biot.	8,31	$0,4279 * 10^{-4}$	10,7	$127,9 \pm 4,8$	
Agua-Pety-Porton						
A 16	Biot.	7,54	$0,4038 * 10^{-4}$	23,6	$132,9 \pm 5,5$	
A 16	cpx	0,143	$0,7116 * 10^{-6}$	28,8	$123,7 \pm 5,2$	
A 7a	TR	2,50	$0,1394 * 10^{-4}$	15,9	$138,1 \pm 4,8$	

Probe 53 entstammt einem glimmerporphyrischen Phonolith/Latit-Lagergang vom N Hang der C.-del-Y. Zur Beschreibung der Proben A 16, S 1 und S 2 siehe Kap. 3.5.3 und 3.5.4.

Nach den geologischen Feldbeobachtungen intrudierten die Alkalimagmatite sowohl Basalte der Alto-Paraná-Formation wie auch Rot-sedimente der Independencia-Gruppe und der Misiones-Formation. Im NE der C.-del-Y. sind alkalireichen Tuffen synsedimentäre Sand-linsen der Misiones-Formation eingeschaltet, auch echte Tuff-deckenüberreste sind an der Basis von Misiones-Sandsteinen zu finden. Ein direkter erosiver Kontakt oder eine Überlagerung der Alkalimagmatite durch wesentlich jüngere Gesteine konnte im Ge-lände nicht beobachtet werden.

Geologisch-stratigraphische Kriterien deuten also auf ein Jura-bis Kreide-Alter für die K-betonten Alkalimagmatite hin. Basalt-ischer Magmatismus war Vorläufer, Begleiter und Nachfolger (?) der K-betonten alkalimagmatischen Aktivität.

Tab.20: K-Ar-Mineralalter von K-betonten Alkalimagmatiten der C.-del-Y. und ihrer Umgebung

Probe	Präp.	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}/\text{g}$ (ccm STP)	Luft-Ar (%)	Alter (Ma) $\pm 1\sigma$
C.-del-Y.					
25	Biot.	7,68	$0,4084 \cdot 10^{-4}$	16,9	$131,9 \pm 5,0$
25	Leuk. Matr.	6,43	$0,2990 \cdot 10^{-4}$	10,2	$115,8 \pm 4,2$
M 3	Biot.	7,87	$0,4065 \cdot 10^{-4}$	6,8	$128,2 \pm 4,5$
154	cpx	0,102	$0,4732 \cdot 10^{-5}$	41,6	$116,7 \pm 8,4$
17 c	Biot.	7,71	$0,3907 \cdot 10^{-4}$	11,6	$125,8 \pm 4,6$
53	Biot.	8,16	$0,4137 \cdot 10^{-4}$	6,8	$126,6 \pm 4,2$
13 b	Biot.	7,77	$0,3701 \cdot 10^{-4}$	9,2	$123,8 \pm 4,6$
13 e	TR	1,127	$0,7821 \cdot 10^{-5}$	55,6	$125,6 \pm 10,1$
Alto-Paraná-Formation					
S 1	Biot.	8,12	$0,4084 \cdot 10^{-4}$	7,8	$126,7 \pm 4,6$
S 1	cpx	0,102	$0,4732 \cdot 10^{-5}$	41,6	$116,7 \pm 8,4$
S 2	Leuk. Matr.	4,63	$0,2887 \cdot 10^{-4}$	8,1	$126,8 \pm 5,0$
S1 gr	Biot.	8,48	$0,4446 \cdot 10^{-4}$	12,4	$130,7 \pm 4,8$
S1 f	Biot.	8,31	$0,4279 \cdot 10^{-4}$	10,7	$127,9 \pm 4,8$
Agua-Petey-Porton					
A 16	Biot.	7,54	$0,4038 \cdot 10^{-4}$	23,6	$132,9 \pm 5,5$
A 16	cpx	0,143	$0,7116 \cdot 10^{-6}$	28,8	$123,7 \pm 5,2$
A 7a	TR	2,50	$0,1394 \cdot 10^{-4}$	15,9	$138,1 \pm 4,8$

Da die K-betonten Alkalimagmatite als subintrusive Stocks und als subeffusive Ganggesteine intrudierten, auch eruptierten, können Intrusions- und Abkühlungsalter als geologisch gleichzeitiges Ereignis angesehen werden. Eine noch nicht faßbare Rolle spielen autohydrothermale und autometasomatische Prozesse, besonders der leukokraten foidführenden Grundmasse.

Die K-Ar-Alter der Alkalimagmatite der C.-del-Y. umfassen einen weiten Streubereich (Tab.20) zwischen $165,6 \pm 16$ Ma (13b cpx) und $115,8 \pm 4,2$ Ma (25 Alk/Foid). Betrachtet man jedoch nur die Biotitalter (Abb.39), so ist die Streubreite wesentlich enger gefasst. Die Biotitalter liegen zwischen $131,9 \pm 5,0$ Ma (25 Biot) und $124,6 \pm 4,2$ Ma (53 Biot). Innerhalb ihrer 1σ -Fehler stimmen diese Alter überein und fallen in die untere Kreide. Eine Korrelation der Alter mit dem K-Gehalt der Biotite oder geochemischen Parametern der Gesteine liegt nicht vor, ebensowenig ein Trend in eine bevorzugte geographische Richtung.

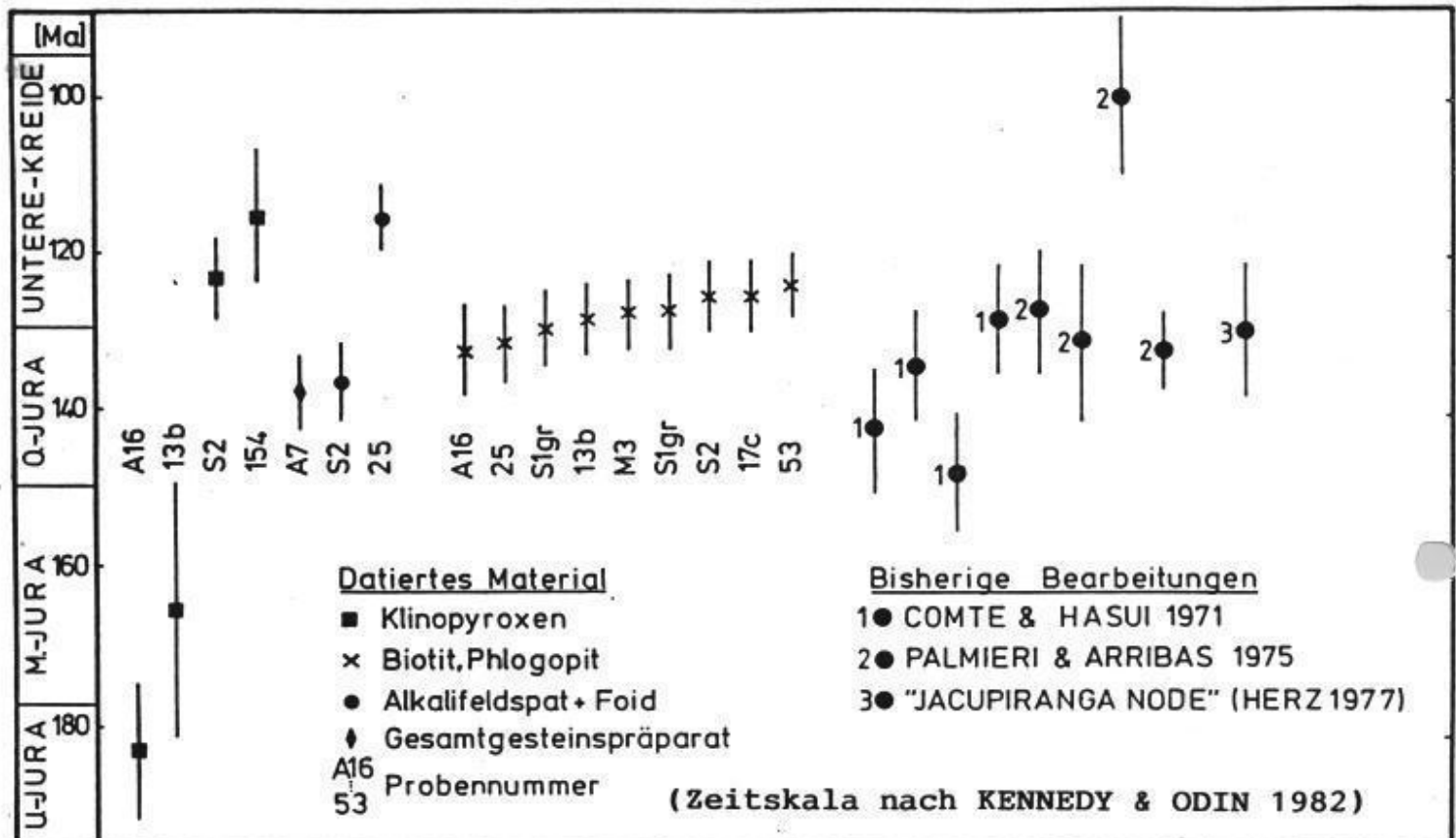


Abb.39 K-Ar-Mineral- und Gesamtgesteinsalter von K-betonten Alkalimagmatiten aus der GPAP. Die senkrechten Striche durch die Symbole entsprechen dem 1σ -Fehler.

Nach den vorliegenden isotopischen Altersdaten der Biotite ($131,9 \pm 5,0$ bis $124,6 \pm 4,2$ Ma) intrudierten die Alkaliintrusivgesteine der C.-del-Y. während der unteren Kreide (Abb.39). Sowohl die

randlich vorgelagerten Alkaliintrusivstöcke von Mbocayaty und bei R.-G.-de-Santa-Cruz (wahrscheinlich ein größerer Intrusivkomplex), wie auch die alkalireichen Ganggesteine aus der NW-Ringstruktur der C.-del-Y. sind einer K-betonten alkalimagmatischen Aktivität während der Unterkreide zuzuschreiben. Dieses Ereignis koinzidiert mit den übrigen bisher datierten K-betonten Alkalimagmatit-Vorkommen von Ostparaguay (Tab.20, Abb.39, 40; Kap. 3.5). Sowohl der Essexitstock des Cerro-Santo-Tomas bei Paraguarí (Kap. 3.5.4) wie auch der Foidsyenitstock von Agua-Pety-Porton (Kap. 3.5.3) intrudierten im gleichen Zeitintervall während der unteren Kreide. Insgesamt überlappen sich alle Biotitalter von K-betonten Alkalimagmatiten, die im Rahmen dieser Arbeit gemessen wurden, innerhalb ihrer 1 σ -Fehler. Das heißt jedoch nicht daß der K-betonte Magmatismus überall gleichzeitig intrudierte, relative zeitliche Unterschiede müssen angenommen werden. Diese belaufen sich jedoch im wenige Ma-Bereich und können nur mit besser auflösenden Techniken signifikant erkannt werden.

Aus dem lamproitischen Glimmerphonolith (13 b) wurde neben dem Biotit auch ein Klinopyroxen-Präparat abgetrennt. Mit einem K-Gehalt von 0,027 % hat dieser zonare Klinopyroxen (diopsidischer Kern, Ti-augitische Hauptauskristallisation, manche Körner haben eine wenige μm mächtigen Aegirinaugitmantel) ein K-Ar-Alter von $165,6 \pm 16$ Ma. Dieses Alter ist deutlich verschieden vom Biotitalter des gleichen Gesteines. Das zu hohe Alter ist auf Störungen im Ar-Haushalt zurückzuführen, ein Exzessanteil an radiogenem ^{40}Ar ist anzunehmen. Ein ähnliches, ebenfalls auf Überschuß- ^{40}Ar zurückzuführendes Alter ($183,5 \pm 8,5$ Ma) ergab sich für ein Klinopyroxen-Präparat (dieselben mineralogischen Eigenschaften wie cpx von 13 b) aus dem Essexit des Cerro-Santo-Tomas (Kap.3.5.4). AMARAL ET AL. (1967) weisen ebenfalls auf Exzess- ^{40}Ar in Klinopyroxen-Präparaten von brasilianischen mesozoischen Alkaliintrusivgesteinen hin.

Der Aegirinaugit aus dem leukokraten Foidsyenit 154 hat mit 117 Ma ein geologisch diskutierbares Alter. Zwar ist das Handstück 154 nur ein Lesestein und schon angewittert, doch zeigte der Dünnschliff, daß das Gestein durchaus frisch ist. Der Aegirinaugit mit augitischem Kernbereich zeigt keine Risse und ist von Alterationprozessen nicht befallen, hat aber kleinste Verwachsungen von zeolithischem Material. Mit Vorbehalt wird das K-Ar Mineralalter des Pyroxenes des leukokraten Foidsyenits 154 als letzter magmatischer Puls des K-betonten Alkalimagmatismus der C.-del-Y. interpretiert. Gestützt wird diese Annahme durch die K-Ar-Alter von TR-Präparaten der Basalte der C.-del-Y. (Kap. 4.5.3) und auch durch das $115,8 \pm 4,2$ Ma Alter der leukokraten Matrix des Malignits vom Cerro-km-23 (Probe 25). Dieses letzte Ereignis ist bei den Alkalimagmatiten jedoch nur durch für die K-Ar-Chro-

nometrie schlecht geeigneten Minerale wie K-armen Klinopyroxen und Alkalifeldspat/Foid-Verwachsungen angezeigt. Auch einfache Ar-Verluste durch spätmagmatische hydrothermale Überprägung können die um etwa 10 % erniedrigten Werte hervorrufen (vgl. KAWASHITA ET AL. 1984).

Ein ähnlicher Effekt wurde von BUSHEE (1974) an Mineralseparaten eines Ne-Syenits vom Pão-de-Açucar/Brasilien gemessen (vgl. auch AMARAL ET AL. 1967, COMTE & HASUI 1971). Zwei Biotite wurden mit 235,9 bzw. 239,3 Ma (ohne Fehlerangaben!) datiert, Alkalifeldspatpräparate (5,71 bzw 5,68 % K!) des gleichen Gesteins wurden mit 206,7 bzw 205 Ma gemessen (s. a. K-Ar-Alter des Phonoliths vom Pão-de-Açucar bei COMTE & HASUI 1971). Solche diskordanten Alter wurden auch aus dem Poços-de-Caldas Alkaliintrusivkomplex gemeldet (BUSHEE 1974, AMARAL ET AL. 1967) und werden nach einer Kurzmitteilung bei KAWASHITA ET AL. 1984) auf Ar-Verlust wegen thermaler Überprägung zurückgeführt.

Nach den vorliegenden K-Ar-Altern von Biotiten gehören der Alkaliintrusivkomplex der C.-del-Y. und weitere Alkaliintrusivgesteins-Vorkommen der Guairá-Paraguarí-Provinz Ostparaguays zu einem gewaltigen K-betonten alkalimagmatischen Puls während der Unterkreide (125 ± 10 Ma, Abb.40) Dieses unterkretazische Ereignis wurde auch auf der W-Seite des Paranábeckens in Brasilien an Na- und K-betonten Alkalimagmatit-Vorkommen festgestellt (AMARAL ET AL. 1967), es entspricht der Jacupiranga Node von HERZ (1977).



Abb.40 Stratigraphische Stellung der K-Ar-Alter von Biotiten aus K-betonten Alkalimagmatiten der GPAP.

4.5.3 K-Ar-Altersbestimmungen an basaltischen Gesteinen der GPAP

Neben einem Basalt aus der Bohrung bei Pto.-Pdte.-Stroessner (Kap.3.5.1) und einem Diabas von Caaguazú (Kap.3.5.2) wurden von 4 frischen Proben basaltischer Gesteine aus der C.-del-Y. TR- bzw. Mineralpräparate hergestellt und nach der K-Ar Methode datiert (Tab.21).

Probe Y 1 stammt vom höchsten zugänglichen Punkt der C.-del-Y. und ist ein HPT-Basalt; Probe 21 kommt aus einem Bacheinschnitt unmittelbar am SE-Fuß der C.-del-Y.; Probe T 15 wurde aus anstehendem Basalt geschlagen, in etwa 450 m-Höhe am Weg zum Acatí; Probe 13 stammt aus dem MOPC Steinbruch in der NW-Ringstruktur der C.-del-Y. und ist ebenfalls ein HPT-Basalt. Dieser Basalt wird von lamproitischen Phonolithgängen diskordant durchschlagen, das Handstück wurde etwa 15 m vom Kontakt entfernt entnommen.

Tab.21 K-Ar-Alter von Basalten aus der GPAP.

Probe	Präp.K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}/\text{g}$ (ccm STP)	Luft-Ar (%)	Alter (Ma) $\pm 1\sigma$
13	TR 0,338	$0,1463 * 10^{-5}$	48,1	$108,0 \pm 6,5$
21	TR 0,230	$0,1032 * 10^{-5}$	55,5	$111,9 \pm 11,1$
Y 1	Fspt. 7,39	$0,3490 * 10^{-5}$	8,9	$117,7 \pm 4,3$
T 15	TR 0,776	$0,3786 * 10^{-5}$	36,9	$121,4 \pm 5,8$
PS 7	TR 0,158	$0,8687 * 10^{-6}$	59,6	$136,2 \pm 16,0$
007	TR 0,475	$0,2521 * 10^{-5}$	26,3	$131,6 \pm 6,0$
007	Plag. 0,410	$0,2128 * 10^{-6}$	20,6	$128,8 \pm 5,0$

Basalt T 15 ist frei von makroskopischen und mikroskopischen erkennbaren Alterationen. Das Gestein (3,74 % TiO_2) hat einen hohen Gehalt an Ti-Magnetit. Mit einem K-Gehalt von 0,776 % ergibt sich ein K-Ar Alter von $121,4 \pm 5,8$ Ma für das TR-Präparat. Dieses Alter wird als In- bzw. Extrusionsereignis gedeutet und belegt die unterkretazische basaltische Aktivität in der C.-del-Y (Abb.41).

Der HPT-Tholeiit 13 ist ein makroskopisch frisches Gestein, allerdings mit feinen Haarrissen, auf denen sich gelegentlich gediegenes Cu in cm-langen Spänen findet. Dieser Basalt wird von 2 NW-streichenden lamproitischen Phonolithen durchschlagen, im Kontaktbereich dieser Intrusion ist der Basalt geklüftet und auf cm-Breite ist der Basalt mit roten Fe-Flittern imprägniert. Der Basalt hat also durch das Ganggestein eine Überprägung erfahren.

Der Basalt 13 drang als Ganggestein in Sandsteine der Misiones-Formation ein. Es wird angenommen, daß der Basalt erst geologisch lange Zeit nach seiner Platznahme unter die Schließungstemperatur für das K-Ar System abkühlte, bzw. durch die Platznahme der K-betonten Alkalimagmatite hydrothermal überprägt wurde. Das K-Ar-Alter von $108,0 \pm 8,5$ Ma wird als Abkühlungsalter des Basaltes nach einer thermalen Überprägung interpretiert.

Ein ähnlicher Sachverhalt gilt für den Basalt 21. Dieses Gestein stammt aus einem Bacheinschnitt vom SE-Fuß der C.-del-Y. und ist ein geochemisch primitiver LPT-Tholeiit mit hohem MgO-Gehalt (6,69 %). Mit einem K-Gehalt von 0,23 % hat das TR-Präparat ein K-Ar Alter von $111,9 \pm 11,1$ Ma. Ob dieses Alter den Zeitpunkt der Intrusion oder der Abkühlung angibt, oder ob sonstige Ar-Verluste eine Rolle spielen, kann nicht geklärt werden.

Aus dem feldspatphyrischem HPT-Alkalibasalt Y 1 ($5,51 \%$ K_2O) stammt Probe Y 1. An einem Alkalifeldspatpräparat mit $7,79 \%$ K wurde ein K-Ar Alter von $117,7$ Ma gemessen. Dieses wird als Mindestalter des Gesteines interpretiert und ist gleichalt mit den K-Ar-Altern von Klinopyroxen- und Alkalifeldspat/Foid-Präparaten von Alkalimagmatiten der C.-del-Y. (Proben 154, 25).

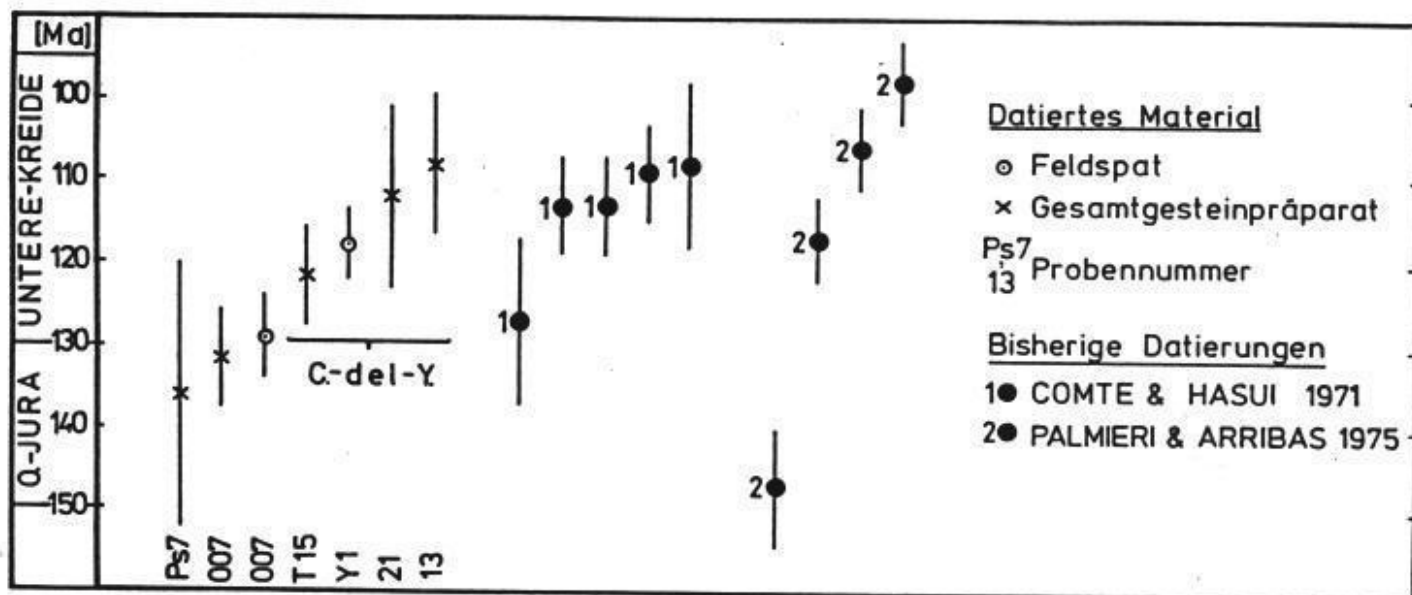


Abb.41 K-Ar-Gesamtgesteins- und Mineralalter mesozoischer Basalte der GPAP. Die senkrechten Striche durch die Symbole entsprechen den 1σ -Fehlern. (Zeitskala nach KENNEDY & ODIN 1982).

Der Basalt PS-7 von Pto.-Pdte.-Stroessner hat ein K-Ar-Alter von 136 Ma, der Diabas von Caaguazú ein K-Ar-Alter von 129 bzw. 132 Ma und die Basalte der C.-del-Y. haben K-Ar-Alter zwischen 121 und 108 Ma (Tab.21; Abb.41).

Insgesamt erscheinen die K-Ar Alter der TR-Präparate von Basalten aus der C.-del-Y. zu jung. Lediglich Probe T 15 und der von COMTE & HASUI (1971) datierte Diabas aus den Vorlanden der C.-del-Y. bestätigen den zu erwartenden Altersbereich zwischen 130 und 120 Ma (untere Kreide). Nach den Feldbefunden wäre zu erwarten, daß der Basalt 13 mindestens ebenso alt ist wie die ihn durchschlagenden Alkaliintrusiva, doch der Biotit (13b Bio) des intrudierenden Ganggesteines hat mit $128,8 \pm 4,6$ Ma ein signifikant höheres Alter als der umgebende Basalt ($108,0 \pm 8,5$ Ma). Aus den geologischen und mikroskopischen Befunden ist zu schließen, daß der Basalt eine hydrothermale Überprägung erfahren hat. Ob diese Überprägung bis zur Unterschreitung der Schließungstemperatur der Basalte für das K-Ar System gedauert hat, ob eine geologische Zeiten dauernde Abkühlungsgeschichte des gesamten C.-del-Y. Komplexes vorliegt und die erniedrigten Alter hervorgerufen hat, oder ob sonstige Ar-Verluste eine Rolle spielten, kann hier nicht entschieden werden. Die TR-Alter der Basalte 13 und 21 werden nicht als Intrusionalter angesehen, sondern als Abkühlungsalter des gesamten Alkaliintrusivkomplexes der C.-del-Y. Es wird aber nicht ausgeschlossen, daß die magmatische Aktivität tatsächlich bis in die obere Kreide gedauert hat (vgl. K-Ar-Altersdaten für die magmatische Aktivität in und um das Paranábecken von AMARAL ET AL. 1966, MELFI 1967, FODOR ET AL. 1983).

Nach ihren K-Ar-Altersdaten (TR- und Mineralalter) fallen die Basalte Ostparaguays in die Jura- und Kreidezeit und sind altersgleich mit den bisher geochronologisch untersuchten Basalten des Paranábeckens (AMARAL ET AL. 1966; CORDANI & VANDOROS 1967; FODOR ET AL. 1983). Es muß jedoch angemerkt werden, daß der Streubereich der bisher bekannten K-Ar-Daten zwischen 100 und 150 Ma noch keine eingehende Diskussion der Brauchbarkeit der K-Ar-Alter von TR-Präparaten der Basalte beinhaltet (AMARAL ET AL. 1966; SIEDNER & MILLER 1968; SIEDNER & MITCHELL 1976).

Beispielsweise kann nach den pläomagnetischen Daten (PACCA & HIODO 1976; BELLINI ET AL. 1983) von Basalten des Paranábeckens eine wesentlich kürzere Emissionsspanne von wenigen Ma (bis 700 m Basalt-Emission in 1 Ma) für die Platznahme der Paranábasalte angenommen werden, als dies nach der Zeitspanne der K-Ar-Altersdaten zu schließen wäre.

Daß deutliche Störungen im Ar-System der Paranábasalte vorliegen,

konnten AMARAL ET AL. (1966) in einem "Heating-Experiment" zeigen. Eine über 12 h auf 450 °C erhitzte TR-Probe eines Paraná-basaltos verlor nach ihren Messungen 5% seines ^{40}Ar -Gehaltes. Gerade die autohydrothermale Überprägung und die nachfolgende Intrusion jüngere Basalte und Alkaliintrusivgesteine kann also zu signifikanten $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ -Verlusten führen. SIEDNER & MITCHELL (1976) konnten in einer Isochronendarstellung ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ gegen $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$) der Daten von AMARAL ET AL. (1966) und MELFI (1967) zeigen, daß individuelle K-Ar-Alter von Basalten zwischen 110 und 123 Ma auf einer Isochrone von $120,3 \pm 1,2$ Ma liegen ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Anfangsverhältnis von 254). Individuelle Alter der Ubatuba-Dolerite (Brasilien) zwischen 129 und 138 Ma liegen auf einer 127 Ma-Isochrone. Die von MELFI (1967) berichteten K-Ar-Alter von Basalten aus verschiedenen Teufen einer Bohrung in den Paranábasalten (individuelle Alter von 120 bis 135 Ma) liegen auf einer $127,4 \pm 1,0$ Ma-Isochrone. Systematische $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Untersuchungen an Mineral- und TR-Präparaten von Basalten des Paranábeckens könnten einen Beitrag zur Lösung der Problematik der Altersstellung der Paranábasalte bilden.

4.6 Vergleiche mit verwandten Magmatiten in Brasilien und Südwest-Afrika (Namibia und Angola)

4.6.1 Mesozoische Basalte

Die in dieser Studie untersuchten basaltischen Gesteine aus der GPAP in Ostparaguay gehören nach ihrer geologischen Stellung zum W-Rand des Paranábeckens. Sie sind in ihren petrographischen und geochemischen Zusammensetzungen mit den Basalten des mittleren und östlichen Paranábeckens (LEINZ 1949; BELLINI ET AL. 1983 ff; FODOR ET AL. 1983 ff; MANTOVANI ET AL. 1985) gut vergleichbar.

Auch nach der Sr-Isotopie sind die HPT-Basalte Ostparaguays mit den bisher auf ihre Sr-Isotopie untersuchten Basalten des Paranábeckens vergleichbar. Sie reißen sich in die Suite krustal nicht signifikant kontaminierter Basalte des Paranábeckens ein (vgl. HALPERN ET AL. 1974; CORDANI ET AL. 1980; MANTOVANI ET AL. 1985; FODOR ET AL. 1985).

Die Hauptextrusionsphase der Basalte des Paranábeckens war vor 120 bis 130 Ma. Diese Zeitspanne entspricht dem Alter der Kaokobasalte Namibias (Etendeka-Plateau) und damit den jüngsten Vertretern des Karroo-Basaltvulkanismus (SIEDNER & MILLER 1968; SIEDNER & MITCHELL 1976; CAHEN ET AL. 1984). Auch geologische, geochemische, isotopische und paläomagnetische/paläogeographische Daten lassen die Korrelation der Kaokobasalte Namibias mit den Paranábasalten Südamerikas eindeutig erkennen (DU TOIT 1927; REU-

NING & MARTIN 1957 ; GIDSKEHAUG ET AL. 1975; SIEDNER & MITCHEL 1976; COX 1983).

Die Zuordnung der Paranábasalte und der Basalte Namibias zur Öffnungsphase des Südatlantiks ist seit langem bekannt (BAKER 1923; DU TOIT 1927). LARSON & LADD (1973) und MARSH (1973) und zahlreiche nachfolgende Bearbeiter legen den Aufbruch des Südatlantiks in die U-Kreide. In diesen Zeitraum fällt auch die Platznahme der Basalte des Paranábeckens. Der geotektonische Prozess, welcher zum Aufdringen der Basalte führte, läßt sich mit dem Begriff "Rifting" am besten beschreiben. Erst in jüngster Zeit wurden aber mesozoische intrakontinentale Riftingprozesse für die Platznahme der Basalte des Paranábeckens als Erklärung herangezogen (HERZ 1977, 1978; ASMUS 1982).

4.6.2 Mesozoische Alkalimagmatite

Mesozoische, anorogene Alkaligesteine finden sich innerhalb von Südamerika in den Ländern Brasilien, Bolivien, Paraguay, Argentinien und Uruguay (Abb.9). Bekannt sind besonders die brasilianischen Vorkommen. Pionierarbeiten zur Systematik und Nomenklatur der Alkaligesteine von ROSENBUSCH und von DERBY wurden an brasilianischen Alkaligesteinen vorgenommen und führten zu den Gesteinsnamen Jacupirangit, Tinguait, Salitrit und Bebedourit. Neben ihrer Bedeutung für die Systematik und Nomenklatur von Alkaligesteinen sind einige mesozoische Alkaligesteinsvorkommen, besonders jene mit assoziierten Karbonatitvorkommen, lagerstättenkundlich von großer Bedeutung. Genannt seien die Alkaliintrusivkomplexe von Jacupiranga, Poços-de-Caldas, Araxa, Catalão u. a. (z. B. MELCHER 1966; PUTZER 1976; ULBRICH & GOMES 1981; GIERTH ET AL. 1986). Auch die paraguayischen Alkaligesteinskomplexe können als lagerstättenhöflich angesehen werden (PALMIERI 1973; PREMOLI & VELAZQUEZ 1981; WIENS 1986).

ALMEIDA (1983) teilte die mehr als 100 bekannten Vorkommen von mesozoischen Alkaligesteinen rund um das Paranábecken in 12 verschiedene Provinzen ein. Dabei stellte er eine Ostparaguay-Provinz auf (ULBRICH & GOMES 1981 benannten in einer Synopsis der Alkaligesteine Brasiliens eine Mato Grosso-Paraguay-Alkaliprovinz), welche alle mesozoischen und känozoischen Alkaligesteinsvorkommen Ostparaguays zusammenfaßt. Nach den heute vorliegenden Kenntnissen ist jedoch diese Gesamtprovinz von Ostparaguay nach regionalen und geologischen Gesichtspunkten in mindestens drei deutlich voneinander abzugrenzende Provinzen aufzuteilen (Abb.9). Die bis jetzt erkannten Alkali-Provinzen Paraguays, benannt nach ihrer regionalgeographischen Lage, sind:

1. Die Amambay-Provinz im N von Ostparaguay.
2. Die Guairá-Paraguarí-Provinz im zentralen Ostparaguay (BITSCHENE ET AL. 1986b, c; 1987).
3. Die känozoische Asunción-Provinz (BITSCHENE ET AL. 1985) in der Umgebung von Asunción.

Inwieweit Alkaligesteinsvorkommen im südlichen Ostparaguay und im nordwestlichen Paraguay eigene Provinzen bilden, kann auf Grund der fehlenden Basisdaten nicht gesagt werden (vgl. WIENS 1986; LIVIERES & QUADE 1986).

ULBRICH & GOMES (1981) beschrieben in einer Synopsis der Alkaligesteine Brasiliens acht verschiedene Gesteinsassoziationen, von denen zwei (Typ-I-Assoziation mit Alkaligesteinen, Pulaskiten und Trachyten; Typ-IV-Assoziation mit Pulaskiten, Ne-Syeniten, Essexiten, Theralithen) auch in den ostparaguayischen Vorkommen (Mato-Grosso-Paraguay-Gesamtprovinz) gefunden werden können.

Die Alkaligesteine der Guairá-Paraguarí-Provinz vom W-Rand des Paranábeckens können in ihrer geotektonischen, geologisch-stratigraphischen und zeitlichen Stellung mit mesozoischen Alkaliprovinsen vom E-Rand des Paranábeckens in Brasilien verglichen werden, so z. B. mit der Alkaligesteinsprovinz des "Arco-Ponta-Grossa" von ALMEIDA (1983). Diese Provinz vom Ostrand des Paranábeckens umfaßt zahlreiche Alkaligesteinsvorkommen und -Komplexe wie z. B. Itapirapuá, Jacupiranga (Jacupiranga Node von HERZ 1977), Tunas/Banhadão u. a. (ALGARTE 1972; ALMEIDA 1983; FUCK 1972; GOMES 1970; GOMES & CORDANI 1965; GOMES & DUTRA 1970; KAEFER & ALGARTE 1972; MELCHER (1966) ; RUBERTI 1984; ULBRICH & GOMES 1981).

Zum Vergleich seien der wieder-bearbeitete Banhadão-Komplex in Brasilien (RUBERTI 1984) und der hier erstmals bearbeitete Ybytyruzú-Komplex in Ostparaguay einem Vergleich unterworfen.

Ybytyruzú-Komplex

Banhadão-Komplex

Lage

Departamento Guairá in Ostparaguay, am W-Rand des Paranábeckens, in der GPAP

im Estado-do-Paraná in Brasilien, am E-Rand des Paranábeckens, in der Ponta-Grossa-Provinz

Geologisch-stratigraphische Stellung

Alkali-Subintrusiv-Komplex; intrusiv in jungpaläozoische bis mesozoische Rotsedimente und Basalte des Paranábeckens, subeffusiv und effusiv Gesteine

komplexer Alkali-Subintrusiv-Körper; intrusiv in Granit-Batholith; subeffusiv und effusiv (?) Phase

Petrographie	Na-Syenite, Malignite, Lujavrite, Shonkinite, Lusitanite, Phonolithe, Trachyte, Tephrite und Basanite; Überwiegend Miaskite, selten Aegärite; Titanit als typischer Übergangsteil, Foide und Alkalifeldspat, Na-Foid-Kalifeldspat-Verwachsungen	Na-Syenite, Melteigite, Malignite, Ijolithe, Phonolithe; Miaskite und Aegärite; Melanit und Titanit als typische Übergangsteile; Foide und Alkaliamphibole, Na-Foid-Kalifeldspat-Verwachsungen
Geochemie	K-betonte Alkalimagmatite mit hohen Gehalten an den kompatiblen und inkompatiblen Elementen, besonders den LILE	Na- und K-betonte, an SiO ₂ -untersättigte Alkaligesteine, hohe LILE-Gehalte
Sr-Isotopie	Sr-Initialwerte zwischen 0,7069 und 0,7076, Karbonateinschluss mit 0,7079	?
K-Ar-Alter	Biotitalter zwischen 125 und 132 Ma; Pyroxenalter von 166 und 117 Ma, Alkalifeldspat/Foid-Präparat mit 116 Ma	Biotitalter von 107 resp. 108 Ma, TR-Alter zwischen 95 und 127 Ma
Herkunft	aus heterogenem oberem Erdmantel/unterer Kruste der kontinentalen Lithospäre; krustale Kontamination?	aus dem oberen Mantel oder der unteren Kruste
Genese	geringgradige Aufschmelzung im (primitiven?) oberem Mantel (Glimmer-Pyroxenit) führt zu K-betonten basanitischen Schmelzen; leukokratische Teilschmelzen steigen bis nahe an die Oberfläche auf und infiltrieren schon erstarrte Bereiche bzw. verändern diese metasomatisch (bis zur Aufschmelzung); mafische Bestandteile können segregiert werden und wieder von einem K-betonten Magma aufgenommen werden (Magmenmischung); krustale Kontamination	zwei (bzw. mindestens drei) verschiedene Magmentypen (Nephelinit, Na-Syenite und Phonolithe und Melteigite) dringen sukzessive auf, Magmenmischung und undeutliche Magmendifferentiation finden statt
Geotektonisches Modell	Alkalimagmatite dringen auf tiefreichenden NW- und untergeordnet NE-streichenden Störungen auf; diese Störungen sind mit intrakontinentalen Riftprozessen im Zuge des Auseinanderbrechens des Gondwanakontinentes und dem Aufbruch des Südatlantiks verknüpft	?

4.6.3 Die mesozoischen Alkaligesteinsvorkommen Südamerikas und Südwestafrikas (Namibia und Angola) im Vergleich

Die Öffnung und Aufweitung des Südatlantiks seit der Wende Jura/Kreide entfernte den südamerikanischen Kontinent vom afrikanischen Kontinent. Da beide Kontinente zum Gondwana-Superkontinent gehörten, weisen beide Kontinente eine ähnliche praekretazische geologische Entwicklung auf: Südamerika und Afrika wurden gemeinsam im Altpaläozoikum kratonisiert (brasilianidische bzw. panafrikanische Orogenese (thermo-tektonisches Ereignis), in beiden Bereichen wurden Sedimente des Gondwanazyklus abgelagert und in beiden Bereichen kam es zum Abschluß des Gondwanazyklus (Ende Jura) zu ausgedehnter anorogener vulkanischer Aktivität (Paraná-basalte in Südamerika, Kaokobasalte in Südwestafrika) und zur Platznahme zahlreicher Alkaligesteinskomplexe.

Die Parana-Basalte Südamerikas sind mit den Kaokobasalten Südwestafrikas gut korrelierbar (vgl. Kap.4.6.1). Unklar bleibt jedoch die Frage der Korrelierbarkeit der mesozoischen, anorogenen Alkaligesteinsvorkommen Südamerikas mit den mesozoischen Intrusivkomplexen Südwestafrikas (Namibia, Angola).

Die afrikanischen anorogenen mesozoischen Intrusivkomplexe (nur ein Teil ist als Alkaliintrusivkomplex zu bezeichnen) setzen drei NE-streichenden Schwächezonen auf (MATHIAS 1974; CAHEN ET AL. 1984).

Die nördliche Schwächezone liegt in Angola. Dort sitzen 36 Alkaligesteins- und Karbonatitkomplexe in einer gut 130 km langen Zone mit parallelen Randverwerfungen (RODRIGUES 1972). K-Ar- und Rb/Sr-Altersbestimmungen (LAPIDO LOUREIRO 1968; TORQUATO & CORDANI 1981; FERREIRA DA SILVA ET AL. 1973) ergaben Alter zwischen 138 ± 6 und 84 ± 3 Ma.

Die südliche Zone (Saure Magmatite, Karbonatite, nur sehr untergeordnet Alkalimagmatite) liegt im S Namibias und streicht ebenfalls NE, beinhaltet aber wesentlich ältere Gesteine (Bremen-Kuboos-Linie nach KRÖNER & BLIGNAULT 1976).

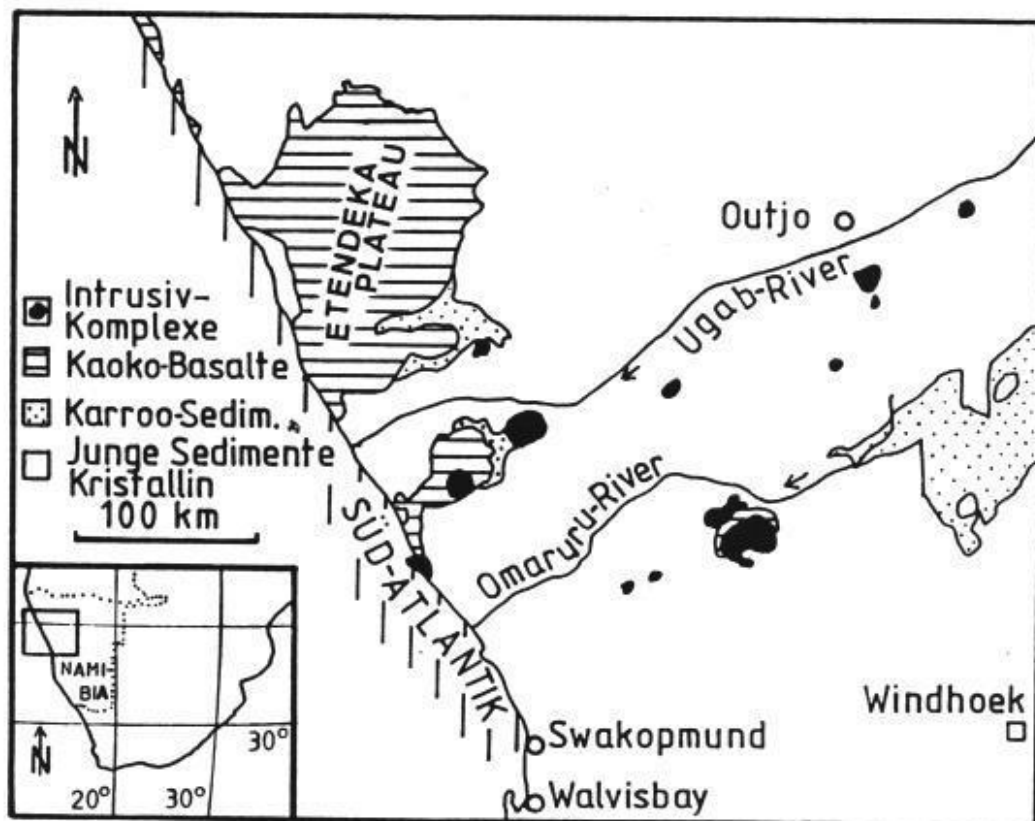


Abb.41+ Die Lage mesozoischer Intrusivkomplexe und der mesozoischen Kaokobasalte des Etendeka-Plateaus in Damaraland/Namibia (nach SIEDNER & MITCHELL 1976)

Die mesozoische Intrusivprovinz des Damaralandes (Abb.41* liegt zwischen diesen beiden Schwächezonen und begleitet als ebenfalls NE-streichender Gürtel die Kaokobasalte im SE. Die Intrusivkomplexe - genannt seien Brandberg, Cape Cross, Doros, die Granit-Sphinx des Erongo (H. CLOOS 1947), Etanenkop, Okonjeje, Paresis - sind meist aus Alkaligesteinen aufgebaut und haben oft einen bimodalen Magmatismus (basisch-sauer). Im Vergleich mit den südamerikanischen Vorkommen haben sie aber einen wesentlich höheren volumenmäßigen Anteil an sauren (peralkalinen) Gesteinen, so z. B. der peralkaline Brandberg-Komplex (EMMERMANN ET AL. 1986).

Einige mesozoische Intrusivkomplexe haben einen durchaus mit den südamerikanischen Vorkommen vergleichbaren stofflichen Aufbau, z. B. der Alkaligesteinskomplex Etanenkop. Dieser agpaitische Alkaligesteinskomplex ist als Ringstruktur ausgebildet und steckt als Subintrusivkörper in alten (pcb) Graniten (MATHIAS 1974).

Die K-Ar-Alter der meisten Intrusivkomplexe der Damaraland-Provinz liegen zwischen 126 ± 4 und 139 ± 4 Ma (SIEDNER & MILLER 1968; MARSH 1973; CAHEN ET AL. 1984), die Intrusivkomplexe Okonjeje und Kleine Spitzkop sind etwas älter (Trias). Somit können also der Alkalimagmatismus bzw. die Intrusivkomplexe der Damaraland-Provinz in Namibia nach ihrer Altersstellung durchaus mit Alkaliprovinzen in Brasilien (Jacupiranga-Provinz) und in Paraguay (Guairá-Paraguarí-Provinz) gleichgestellt werden.

Nach ihrer zeitlichen (Jura/Kreide) und geotektonischen (auf Schwächezonen, in Riften bzw. Aulakogenen ?) Stellung können die anorogenen, mesozoischen Alkaliintrusivkomplexe Südamerikas mit den anorogenen, mesozoischen Alkaliintrusivkomplexen Südwestafrikas, und darin besonders mit denjenigen des Damaralandes, verglichen werden.

Die afrikanischen Vorkommen sind deutlich als Ringkomplexe ausgebildet (tiefer angeschnitten), haben bimodalen Charakter (saurer und basischer Magmatismus) und eine Vorherrschaft saurer Gesteine, welche den südamerikanischen Vorkommen meist fehlen. Daneben existieren jedoch auch Alkaligesteinskomplexe in Südwestafrika (z. B. Etanenkop), welche nach ihrem Stoffbestand mit südamerikanischen Vorkommen vergleichbar sind.

Das gemeinsame globaltektonische Ereignis, welchem die mesozoischen Vulkanite und Alkaligesteinskomplexe Südamerikas und Südwestafrikas zugeordnet werden können, ist das Auseinanderbrechen des Gondwanakontinentes und insbesondere der Aufbruch des Südatlantiks (z. B. DU TOIT 1927; BURKE & DEWEY 1973; LARSON & LADD 1973, MARSH 1973; HERZ 1977). Der gemeinsame geotektonische Prozeß, der die Magmen aufdringen ließ, kann mit intrakontinenta-

lem Rifting am besten beschrieben werden. Über die Zusammenhänge zwischen Mantelaufwölbung, kontinentalem Rifting und anorogenem basaltischem und alkalibetontem Magmatismus sei z. B. auf BAILEY 1974 u. v. a. verwiesen.

5 Känozoischer, anorogener Magmatismus in Ostparaguay am Beispiel der vulkanischen Asunción-Alkali-Provinz

Tertiärer, alkalibetonter, anorogener Magmatismus ist in zahlreichen Vorkommen weltweit bekannt. Von der geotektonischen Stellung her lassen sich zwei große Gruppen auseinanderhalten (z.B. NORRY & FITTON 1983):

- Alkalimagmatismus auf ozeanischen Inseln, z.B. auf den südatlantischen Inseln Fernando-de-Noronha, Tristan-da-Cunha u.a.
- Alkalimagmatismus in kontinentalen Riftsystemen, z.B. im Oberrheingraben, dem Ostafrikanischen Grabensystem u.a.

Den kontinentalen Provinzen und damit auch der hiermit eingeführten und erstmals systematisch beschriebenen vulkanischen Asunción-Alkali-Provinz kommen einige grundlegende Charakteristika zu, die hier kurz aufgeführt werden:

1. Alkalibetonter, oft an SiO_2 untersättigter Magmatismus.
2. Knüpfung an kontinentale Zerrungsgebiete, wo die Kruste auseinanderbricht und sich grabenähnliche Strukturen (Riftsysteme) herausbilden.
3. Herkunft der geförderten Magmen aus dem Bereich des oberen Erdmantels und erhöhter geothermischer Gradient.
4. Zusammenhänge mit globalen plattentektonischen Prozessen.

Die in diesem Kapitel bearbeiteten Vulkanite werden zur Asunción-Alkali-Provinz zusammengefaßt, weil die Vorkommen geographisch im Großraum um Asunción liegen und weil sie petrographisch, geochemisch, isotopisch und geochronologisch klar von den mesozoischen Magmatiten zu unterscheiden sind.

5.1 Geologische Einführung und Problemstellung

Die vulkanische Asunción-Alkali-Provinz befindet sich inmitten von Südamerika in Ostparaguay, knapp 1000 km von Atlantik und Pazifik entfernt (Abb.1).

Die Vulkanit-Provinz liegt in einer grabenartigen, 20 - 30 km breiten, NW-streichenden Struktur, der sogenannten Asunción-Scholle. Im NE und SSW wird diese Struktur von Kristallin und

paläozoischen Sedimenten begrenzt (Abb.42). Der Abbruch zum Chacobecken nach W wird von jungen Sedimenten überdeckt.



Abb.42 Die räumliche Lage und geologische Stellung der bearbeiteten Vulkanitvorkommen der Asunción-Provinz innerhalb der Asunción-Scholle (Vorlagen: HARRINGTON (1950, 1972); ECKEL (1959); PUTZER (1962); MOPC (1966); TAC (1981); eigene Feldbeobachtungen (1982, 1984); persönliche Mitteilungen von ALVARENGA, LIPPOLT, BAEZ PRESSER, VELAZQUEZ (1982 - 1985)),

5.1.1 Lage und geologischer Überblick

Die bearbeiteten Vulkanitvorkommen stecken innerhalb der Asunción-Scholle, einer von NNW, NNE, N-S und E-W streichenden Störungen mosaikartig zerstückelten Randscholle der altpaläozoisch konsolidierten (vgl. BITSCHENE & LIPPOLT 1986a) "Zentralparaguayischen Schwelle" PUTZER's (1962), bzw. des "Asunción-Arch" (SANFORD & LANGE 1960; REDMONT 1979) bzw. des ostparaguayischen Subkratons.

Diese 20-30 km breite Scholle streicht NW-SE und wird im NE in etwa von der Linie Villa-Hayes - Aregua - Ypacaraí und im SW in etwa von der Linie Rio-Paraguay - Villetta - Carapegua begrenzt (Abb.42).

Nach DEGRAFF ET AL. (1981) wird der kristalline Unterbau dieser Struktur gegen anstehendes Kristallin im E (z.B. der Granit von San-Bernardino) um mindestens 925 bzw. 1125 m in das Liegende verworfen. Allerdings fehlen auf dem von DEGRAFF ET AL. (1981) vorgelegten geologischen Schnitt die paläozoischen Sedimente völlig. Diese sind aber zu erwarten und auf dem beiliegenden geologischen Schnitt eingezeichnet (Abb.43).

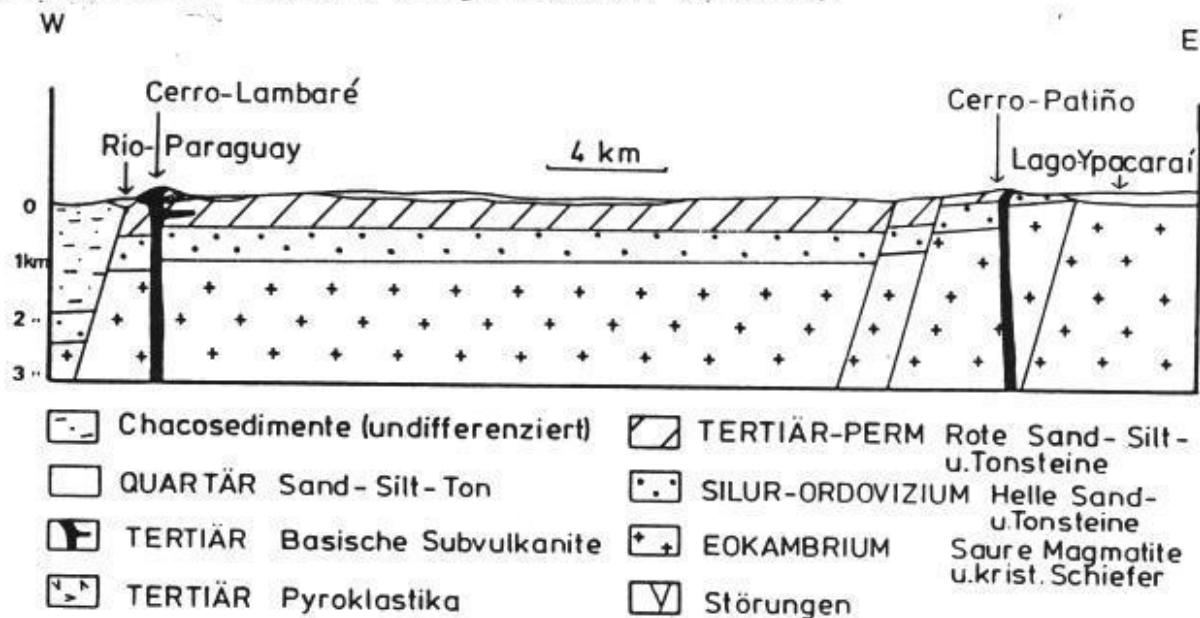


Abb. 43 Schematischer geologischer Schnitt (W - E) durch die Asunción-Scholle (Vorlagen: HARRINGTON (1972); DEGRAFF ET AL. (1981) und eigene Beobachtungen, s. Abb.42)

Die Asunción-Scholle und die darin und an dessen Rand plazierten tertiären Vulkanite befinden sich also am von Riftingprozessen heimgesuchten W-Rand des altpaläozoisch konsolidierten brasilianischen Schildes, am Abbruch zum Chacobecken hin (BITSCHENE ET AL. 1985).

Alle bisher bekannten tertiären Vulkanite durchschlagen oder liegen auf nichtmetamorphen, klastischen Rotsedimenten des jüngeren Phanerozoikums. Am Fuße des Vorkommens am Cerro-Patiño treten gebleichte und brekzierte Blöcke eines Konglomerates auf, welches mit Vorbehalt den ordovizischen Paraguarí-Konglomeraten zugesprochen wird. Altpaläozoische Schichten sind am W-Rand der Ypacaraí-Senke aufgeschlossen und können auch in der Tiefe des Asunción-Blockes vermutet werden (Abb.43), sind aber nicht in unmittelbarer Nähe der Alkalibasalte aufgeschlossen.

Rote, mittel- bis feinkörnige Sandsteine, am Cerro-Lambaré auch arkosige und schiefrig-tonige Lagen der Misiones-Formation bilden die Rahmengesteine der Vulkanite. Die Möglichkeit der Zuordnung der schiefrig-tonigen und arkosigen Lagen zur Independencia-Gruppe (jungpaläozoisch) ist ebenso in Betracht zu ziehen. Ob die weniger verfestigten, arkosigen Sandsteine vom Fuße des Cerro-Nemby und des Cerro-Lambaré der Misiones-Formation angehören oder jüngeren Schichten des Tertiärs zuzuordnen sind, kann hier nicht geklärt werden. Von BERTONI (1939) beschriebene tertiäre Fossilien bei Villet a bestätigen eher jüngere Sedimenteinflüsse.

5.1.2 Historischer Abriss und Kenntnisstand

Von PÖHLMANN (1886) stammt die erste mikroskopische Beschreibung eines Nephelinbasaltes aus N-Paraguay. HIBSCH (1891) gab die erste vollständige Paragenese eines Nephelinbasaltes von Ybytymí, MILCH (1895) gab eine detaillierte petrographische Beschreibung eines Limburgites von Tacumbú und erwähnte erstmals Olivinkumulate. Die erste chemische Analyse des Tacumbú-Limburgites ist bei MILCH (1905) zu finden. Der Tacumbú-Aufschluß kann somit als Locus Typicus für die Basite der Asunción-Provinz angesehen werden.

HARRINGTON (1950, 1956) listete zahlreiche Olivinbasaltvorkommen aus der Asunción-er Gegend auf. Seine erste Alterseinstufung für die Basalte um Asunción als Posttrias hat sich bestätigt. ECKEL (1959) wiederholte die Vorkommen der Basite und erwähnte Lagergänge im Untergrund von Asunción. PUTZER (1962) informierte ebenfalls über zahlreiche, nun Nephelinbasalt genannte, posttriassische Vorkommen und beschrieb Drusenfüllungen und silifiziertes Nebengestein.

Bei MIRAGLIA (1965) finden sich detaillierte Aufschlußbeschreibungen mit interessanten Schlußfolgerungen. Die "Basaltvorkommen" werden als Postpliozän eingestuft. In den Feldbeobachtungen der Quadricula 40, "Ita" (MOPC 1966) werden einige neue Vorkommen von Olivinbasalt beschrieben.

COMTE & HASUI (1971) führten eine erste K-Ar Altersbestimmung am Olivinbasalt von Tacumbú durch und erhielten ein eozänes Alter. STORMER ET AL. (1975) bestätigten das alttertiäre Ereignis und gaben erste mineralchemische Daten von Einzelmineralien eines Basanites und darin enthaltener Peridotitknollen. Sie bestimmten auch das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Anfangsverhältnis des Basanites und ließen in den USA das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis eines Peridotiteinschlusses messen.

Die geologische Karte der TAC (1981) wiederum weist nur wenige basische Gesteine um Asunción auf und ordnet diese unter Ignorierung älterer Literatur den kretazischen Paranásbasalten zu.

Einzelne Erwähnungen und Wiederholungen der Asunción-Basite finden sich bei DEGRAFF ET AL. (1981) und bei PALMIERI & VELAZQUEZ (1982). In beiden Werken werden Sedimente mit Vulkanitgeröllen aus der Umgebung von Asunción geschildert. BERBERT ET AL. (1981) reihten das von STORMER ET AL. (1975) bearbeitete Vorkommen in die Suite der brasilianischen Alkalibasalt-Vorkommen ein.

COMIN-CHIARAMONTI ET AL. (1984) befaßten sich in einer ersten Kurzveröffentlichung mit den Mantelxenolithen aus Ne- und Ol-normativen Gesteinen in Brasilien und Paraguay. Bei DEGRAFF (1985) finden sich Hinweise auf Riftingstrukturen in Ostparaguay. BITSCHENE ET AL. (1985) gaben dann eine erste Kurzbeschreibung der Asunción-Vulkanit-Provinz und stellten den Zusammenhang mit alttertiären Riftingprozessen am W-Rand des altpaläozoisch konsolidierten Brasiliano-Schildes heraus.

COMIN-CHIARAMONTI ET AL. (1986) berichteten über die Zusammensetzung der Peridotitknollen der Basite der Asunción-Provinz und verglichen diese mit ähnlichen Vorkommen in Brasilien. Auf Grund ihrer Untersuchungen konnten sie einen heterogenen oberen Erdmantel unter der brasilianischen Plattform postulieren, aus dem die Mantelxenolithe stammen.

5.1.3 Feldbeobachtungen

Im Feld machen sich einzelne Vulkanitvorkommen als bis 60 m ü. Gelände aufragende Hügel bemerkbar. Beispiele hierfür sind der Cerro-Lambaré (Tafel 8, Fig.1), der Cerro-Nemby, der Cerro-Confuso und der nun beinahe völlig abgebaute Cerro-Tacumbú. Als weitere Anzeiger für Basalte können zahlreiche, durch Thermo-Kontaktmetamorphose entstandene Vorkommen von Säulensandsteinen gesehen werden so z.B. der Cerro-Coï bei Aregua (Tafel 8, Fig.7).

Als Schlotvorkommen können Nemby und Tacumbú interpretiert werden. Nemby sah auch eine effussive Phase. Im Aufschluß Tacumbú ist die SW-Begrenzung des Schlotes durch eine Störung markiert, während ansonsten eine bunte Subintrusivbrekzie den Kontakt zu den hangenden Rotsedimenten bildet. Als typisch gangförmiges Vorkommen (8 m-mächtig, NW-streichend, saiger einfallend) ist das Vorkommen bei Puente-Remanso zu bezeichnen (Tafel 8, Fig.6). Lagergänge (Cerro-Patiño ?) werden von ECKEL (1959) aus dem Unter-

TAFEL 8

Fig. 1: Ostufer des Rio-Paraguay bei Asunción. Blick auf den Cerro-Lambaré mit dem Nationaldenkmal

Fig. 2: Säulige Absonderung des Ol-Nephelinites am Cerro-Ñemby.

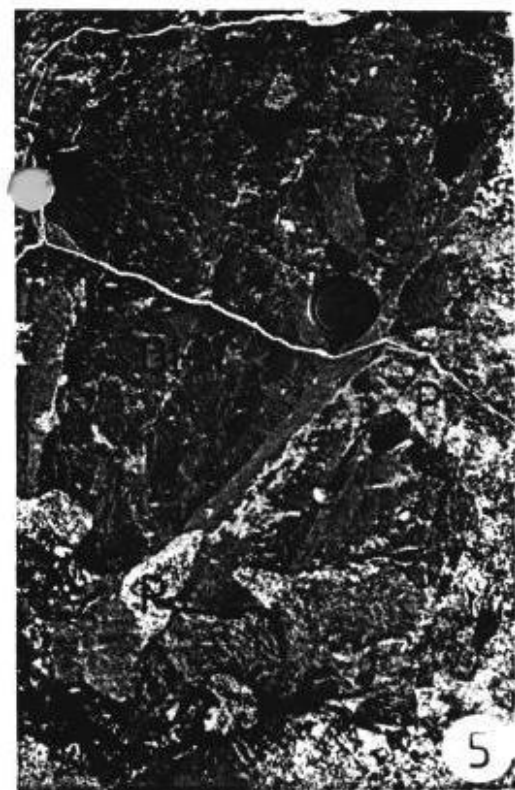
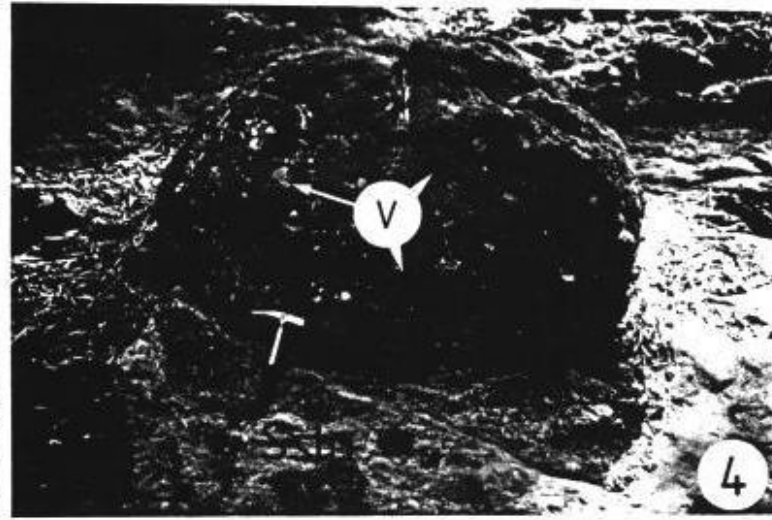
Fig. 3: Kontaktbereich im Schlotvorkommen von Tacumbú. Ol-Nephelinit (Ol-N) mit Sandsteinschollen (Sstn) und Ol-Nephelinit-Apophysen (Apo) in gebleichtem Sandstein. Der Tacumbú-Aufschluß ist Locus typicus für die Alkalibasalte der Asunción-Provinz.

Fig. 4: Vulkanoklastische Abfolge am Fuß des Cerro-Lambaré. In einer sandigen Matrix (Sstn) schwimmen eckige und gerundete Vulkanitblöcke (V), die ihrerseits wiederum eckige Sandsteinbruchstücke beinhalten. Typus-Lokalität für die vulkanoklastische Abfolge der Asunción-Provinz.

Fig. 5: Ol-Nephelinit des Cerro-Ñemby. Im aphanitischen, schwarzen Ol-Nephelinit (Ol-N) schwimmen eckige Peridotitbruchstücke (P). Subsequente, weiße Natrolithschnüre durchschlagen sowohl den Basalt wie auch den Peridotit.

Fig. 6: Gangförmiger Ne-Basanit bei Pte.-Remanso. Der plattig absondernde Basanit (Ne-B) wurde abgebaut. Auf die zerruschelte und gebleichte (Kaolinisierte ?) Randfazies (R) des Basanites/Sediments folgt eine bis ca. 80 cm-mächtige, intensiv-lila gefärbte Lettenzone (L) und dann kaum alterierter, zinnoberroter arkosiger Sandstein der Misiones-Formation (?).

Fig. 7: Horizontal-lagernde Säulensandsteine (Ssstn) des Cerro-Coí bei Aregua mit unregelmäßigen Ablösungsflächen (Abl).



grund von Asunción berichtet. Deckenergüsse mit Säulenbasalten diagnostizierte z.B. MILCH (1895). Säulig erstarrte Basalte sind auch im Aufschluß Ñemby zu sehen (Tafel 8, Fig.2).

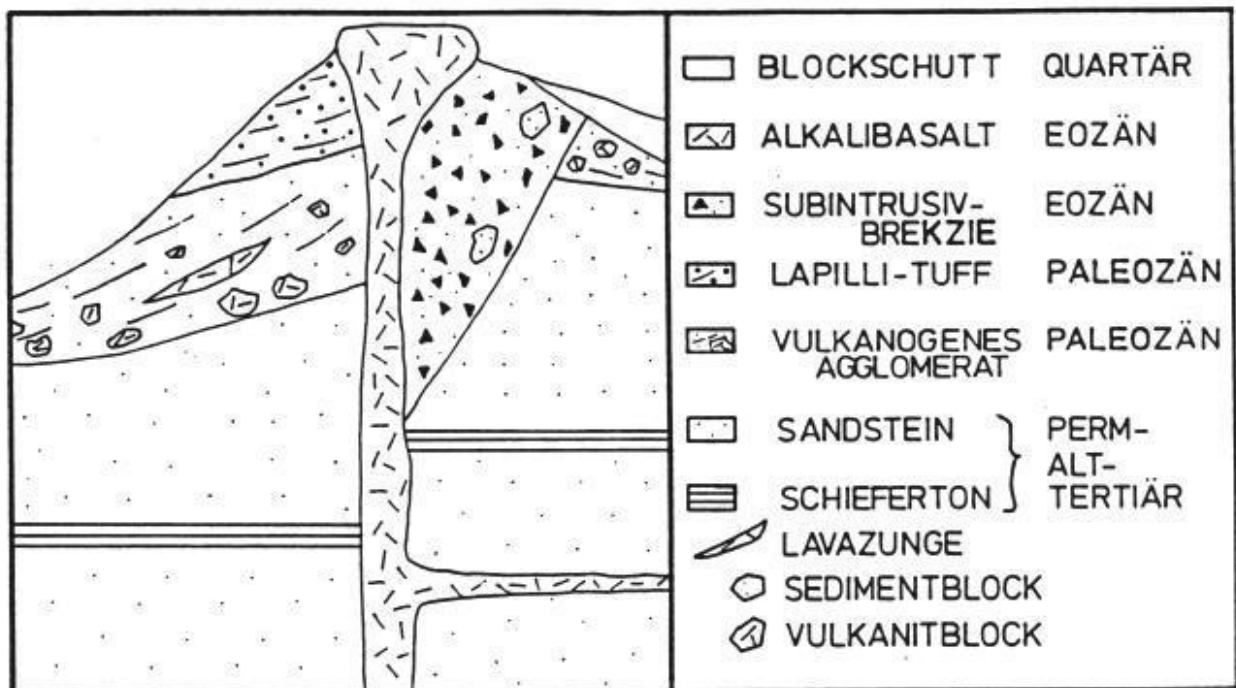


Abb.44 Ideal-Schnitt durch Subvulkanit-Vorkommen der Asunción-Provinz. Der linke Teil des geologischen Schnittes entspricht den geologischen Verhältnissen am Cerro-Lambaré, der rechte Teil des Schnittes entspricht den geologischen Verhältnissen im Aufschluß Tacumbú.

Der Vulkanismus wurde von einer effussiven Phase begleitet, zu-
meist sind die Pyroklastika jedoch wegerodiert. Der Cerro-Lambaré
bietet eine relativ gut erhaltene Abfolge von basalen, sich later-
al einige 100m nach NE erstreckenden, vulkanogenen Agglomeraten
über Blocklava bis hin zu gut geschichtete bunten Lapillituffen
eines Tuffmantels (Abb.44). Auch eine karbonatisierte Tuffitlage
des Cerro-Confuso Phonolithes gehört einer pyroklastischen Phase
an.

5.1.4 Kurzbeschreibung bearbeiteter Aufschlüsse

Lambaré: Ol-Nephelinit bis Ne-Basanit, z.T. säulenförmig ausge-
bildet, mit kleinen Peridotitknollen. Gang- und lagergangförmig
in Rotsedimente intrudiert, mit bedeutender effussiver Phase. Ba-
sales vulkanogenes Agglomerat (Tafel 8, Fig.4) mit hangendem,
gradiertem Lappillituffmantel auf der NE-Seite des Vulkanitvor-

kommens. Einzelne Lavazungen im vulkanogenen Agglomerat, an der NW-Seite des Cerro-Lambaré mürbe Rotsedimente mit senkrechten, NW-streichenden Klüften (Tafel 8, Fig.4).

Der Cerro-Lambaré ist historischer Boden. Hier fand die Schlacht zur Eroberung Paraguays durch die Spanier statt (1536). Heute krönt das paraguayische Nationaldenkmal, eingeweiht am 1. 4. 1982, den Cerro-Lambaré.

Nemby: Ol-Nephelinit, z.T. säulenförmig, mit bis kopfgroßen Peridotiteinschlüssen. Auch kleinere, zeolithisierte, blaugrüne Einschlüsse, auf Klüften Natrolith. Volumenmässig das größte Alkalibasaltvorkommen, ein Vulkanschlot mit bedeutendem Lavaausfluß (Tafel 8, Fig.2,5).

Tacumbú: Ol-Nephelinit, limburgitisch, mit kleinen Peridotiteinschlüssen, auf Klüften Paragenese von Zeolith-Karbonat-grünliches Schichtgittermineral. Gangförmige Schlotfüllung intrusiv in Rotsedimenten und einer Subintrusivbrekzie. An der SW-Seite des Vorkommens scharfer Kontakt zu den umgebenden Rotsedimenten.

Einzelne Lavazungen reichen in die Sedimente, es wurden auch einzelne Sedimentbrocken in die Lava mitaufgenommen (Tafel 8, Fig.3).

Das Vorkommen wurde fast vollständig abgebaut und bietet heute den besten Einblick in den Kontaktbereich und Intrusionsmechanismus der Asunción-Vulkanite. Von Tacumbú stammen auch die ersten überhaupt untersuchten Proben (MILCH 1895). Somit kann Tacumbú als Locus typicus für die Vulkanite der Asunción-Provinz angesehen werden.

Puente-Remanso: Ne-Basanit, tephritisch, in plattiger Absonderung, auf Klüften Zeolith, typisches Gangvorkommen mit etwa 8 m-Mächtigkeit, streicht NW, gut ausgebildeter Kontaktbereich zu den intrudierten Rotsedimenten. Auf dichten Basalt folgt eine etwa 30 cm-breite gebleichte Zone (kaolinisiert?), darauf eine intensiv rot gefärbte Zone (Absatzzone des Fe) mit ca. 80 cm Breite, dann folgt das unveränderte, sandige Rotsediment (Tafel 8, Fig.6).

Cerro-Patiño: Ne-Basanit mit kleinen Peridotitknollen und Mafiten-Großkristallen. Unterhalb des Basaltvorkommens brekziierte Konglomerate, teilweise mit Fe-(Mn-)Erzkruste.

Cerro-Confuso: Phonolith mit weißen Zeolithschnüren und lokalen Zwischenlagen eines karbonatisierten Tuffites. Insgesamt Modellbeispiel eines herausmodellierten phonolithischen Subvulkanitkörpers.

Cerro-Coï: Typische Säulensandsteine mit bis 2 m-Länge in wirrstrahliger, senkrechter und waagrechter Stellung. Durchmesser der Sandsteinsäulen von 2,5 bis 18 cm, die Säulen sind vier- bis achteckig ausgebildet. Gangförmig auftretendes, rötliches, toniges Material mit knapp einem m-Mächtigkeit stellt alterierten Basalt dar.

Stratigraphisch sind die Sandsteine der mesozoischen Misiones-Formation oder jüngeren Sedimenten zuzuordnen und nicht silurischen Sandsteinen, wie von ARRIBAS & LATORRE (1982) behauptet wurde (s. auch QUADE 1986). Die Säulensandsteine verdanken ihre Entstehung thermometamorphen Einflüssen aus dem Kontaktbereich eines oder mehrerer Basaltkörper.

Der Aufschluß in den Säulensandsteinen des Cerro-Coï bei Aregua kann als Locus typicus für die Säulensandsteine in Paraguay angesehen werden (Tafel 8, Fig.7).

5.2 Petrographie der Vulkanite

Es wurden möglichst frische und repräsentative Gesteinsstücke petrographisch bearbeitet. Die untersuchten Handstücke sind identisch mit den Proben für die geochemischen und isotopischen Untersuchungen.

5.2.1 Die Alkalibasalte

Makroskopisch sind die schwarzen Alkalibasalte richtungslos-feinkörnig bis aphanitisch und massig ausgebildet. Schlackige und blasige Varietäten kommen nur in Randbereichen und besonders in den Blöcken der vulkanogenen Agglomerate vor. Säulenbildung im Basalt kann in Nemby beobachtet werden, plattige, parallelepipedische Absonderung tritt im tephritischen Basanit bei Pte.-Remanso auf.

Mit der Lupe lassen sich in den schwarzen Gesteinen grünlicher und rötlicher (alterierter) Olivin, schwarze, prismatische Klinopyroxenkriställchen (bis ca. 3mm-Größe) und vereinzelt schwarze Erzkomponenten erkennen. Sehr häufig, besonders in den Olivinpheliniten tauchen intensiv grüne Peridotitknollen mit einem Durchmesser von wenigen mm bis 35 cm auf. Diese grünen Xenolithe sind rundlich, eckig und auch länglich ausgebildet. Sie werden manchmal vom Basalt buchtig korrodiert (Tafel 8, Fig.5).

Neben diesen sehr frischen, nicht alterierten endogenen Xenolithen, gibt es noch rundliche (bis 8 cm Durchmesser), intensiv grünlichblau gefärbte Xenolithe. Diese haben tropfenförmige und radialstrahlige interne Strukturen und einen dichten, strukturlosen, scharf abgesetzten Rand zu den Basalten. Auch diese Xenolithe werden von den weißen Zeolithgängen durchschlagen.

Weißer Zeolith füllt mm-breite Spalten aus, die manchmal durch nachfolgende Kleintektonik versetzt sind. Auf Kluftflächen lassen sich bis 15 cm durchmessende Natrolithrosetten beobachten. Hohlräume (Durchmesser bis 20 cm) sind ebenfalls mit Zeolith ausgefüllt, welcher einmal als derbe Masse, zum anderen als büschelige Kristallbündel ausgebildet ist.

Eine weitere typische Gangfüllung sind symmetrisch aufgebaute Zeolith-Kalzit-grünes Schichtgittermineral-Gänge mit bis 15 cm-Breite. In der unmittelbaren Umgebung dieser Gänge ist der Basalt rotviolett gefärbt bzw. alteriert.

Als exogene Einschlüsse in den Basalten treten noch Sandsteinbrocken und vor allem Quarzkristalle auf. Typische Vertreter des kristallinen Untergrundes wurden bisher nicht gefunden. Eine Erklärung hierfür könnte sein, daß die sich entleerende Magmenkammer in nur geringer Tiefe in dem sedimentären Deckgebirge lag. Erst die plötzliche Druckentlastung beim Aufreißen der Förderpalten bis zur damaligen Erdoberfläche und das damit verbundene explosive Aufdringen des Magmas führte zum Mitreißen von Nebengesteinsmaterial, in diesem Falle eben nur Sandstein und Quarzkörner.

Im Mikroskop erweist sich das Gefüge der Alkalibasalte als hypokristallin-porphyrisch bis serial-porphyrisch (Tafel 9, Fig.1). Alle Alkalibasalte haben Einsprenglingsgroßkristalle ($> 200 \mu\text{m}$; Olivin, Pyroxen (Ti-Augite mit grünem Kern), Cr-Spinell, opakes Erz), Mikro einsprenglinge ($< 200 \mu\text{m}$; Olivin, Klinopyroxen (Ti-Augit, diopsidischer Augit, Ägirinaugit), Magnetit, Biotit, Amphibol(?), Plagioklas, Nephelin) und eine leukokrate Matrix aus Nephelin, Plagioklas, Alkalifeldspat, Apatit, Zeolith und Glas. Die Matrix kann sowohl holokristallin ausgebildet sein, wie auch hyalokristallin. In letzterem Fall ist das Gestein limburgitisch ausgebildet. Sekundäre Mineralphasen sind Serpentin, Smektite, Fe-Erze, Zeolithe und weitere Schichtgitterminerale.

Anhand der Einsprenglingsformen (Größe und Idiomorphie) und der Verwachsungsbeziehungen (konkav - konvex) kann die Kristallisationsabfolge (Abb. 45) wie folgt gesehen werden: Cr-Spinell - Olivin - Klinopyroxen - Ti-Magnetit - Biotit - Plagioklas - Nephelin - Alkalifeldspat - Glas - Zeolith - sekundäre Schicht-

gitterminerale. Die Paragenesen der hydrothermalen Kluftfüllungen bilden eine eigene Kristallisationsabfolge, die aber aus dem magmatischen Bereich hervorgeht.

	EINSPRENGLINGE	G-MASSE	F-MASSE	T.R.-PRÄPARAT					
	> 200µm		< 50µm	0	10	20	30	40	50 %
SEK-MIN		---	---						
ZEOLITH		---	---						
ALKGLAS	-	---	---						
NE, PLAG	---	---	---						
AP	---	---	---						
BIOTIT	---	---	---						
MAGNET	---	---	---						
CPX	---	---	---						
OLIVIN		---	---						

Abb.45 Kristallisationsabfolge der Minerale der Alkalibasalte und die abgeschätzte modale Zusammensetzung (in Vol.-%) der für die K-Ar-Altersbestimmungen hergestellten TR-Präparate

Beschreibung der Einzelminerale:

Olivin: Typische Querrisse; selten einfache Zwillingsbildung mit gerader Auslöschung gegen die Zwillingsene; Großkristalle und Bruchstücke mit grünlicher Farbe, die kleineren Kristalle der Grundmasse meist klar und idiomorph, bei Alteration rötlicher Iddingsit/Fe-Erzsaum; Olivin großkristalle und deren Bruchstücke deutlich deformiert mit zahlreichen Rissen; Olivinkristalle oft schlauchförmig im Inneren von Matrixmaterial ausgefüllt (Tafel 9, Fig.1,2);

Die Grundmasseolivine sind idiomorph bis subidiomorph ausgebildet, mit rundlichen und sechseckigen Querschnitten. Die Kristalle schwimmen in der Matrix und sind Erstausscheidungen des Magmas, während die deformierten und rissigen Bruchstücke als Überreste von Peridotiteinschlüssen gedeutet werden.

Olivin wird auf Rissen und randlich verdrängt von: Serpentin, Fe-Hydroxiden, Haematit, Biotit und leukokrater Matrix; Serpentin und Erz(?) entstehen aus dem Olivin selbst, die anderen Minerale entstehen unter dem Einfluß des korrodierenden, an Alkalien und H₂O reichen, alkalibasaltischen Magmas.

Als Einschlüsse führen die Olivine kleine braune, isometrische Cr-Spinellkörnchen (Picotit). Olivin taucht auch als Einspreng-

ling in Klinopyroxengroßkristallen auf. Nach den vorliegenden Daten sind die Olivine forsteritreich ohne starken Zonarbau (Tab.24b).

Klinopyroxen: Die Zusammensetzung der Klinopyroxen reicht von Cr-Diopsiden über diopsidische Ti-Augite bis zu aegirinaugitischen Diopsiden (Tab.24b). Auch die Größenskala reicht von mehreren mm-großen Großkristallen bis zu <100 µm großen Mikroeinsprenglingen.

Klinopyroxengroßkristalle: Bis 3 mm-groß, subidiomorph, von zahlreichen Querrissen durchzogen, selten mit orientiert eingelagerten, länglichen Lineamenten (Orthopyroxen, Olivin(?)); buchtige Großkristalle von Serpentin/Biotit/Matrix korrodiert; auf Rissen im Klinopyroxen Fe-Erz, Serpentin, Biotit; wenige Großkristalle mit serpentinierten Olivineinsprenglingen.

Deutlich zonierte Großkristalle sind wie folgt aufgebaut (Tafel 9, Fig.2; Tab.24b):

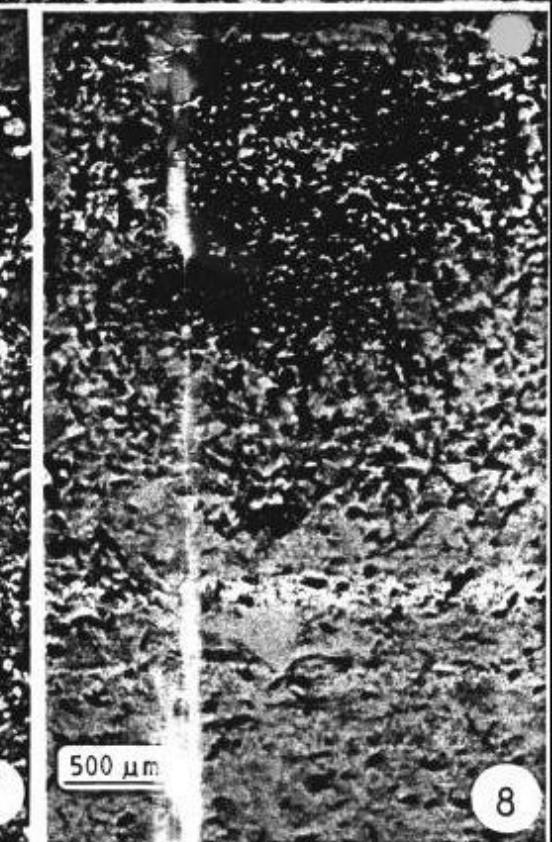
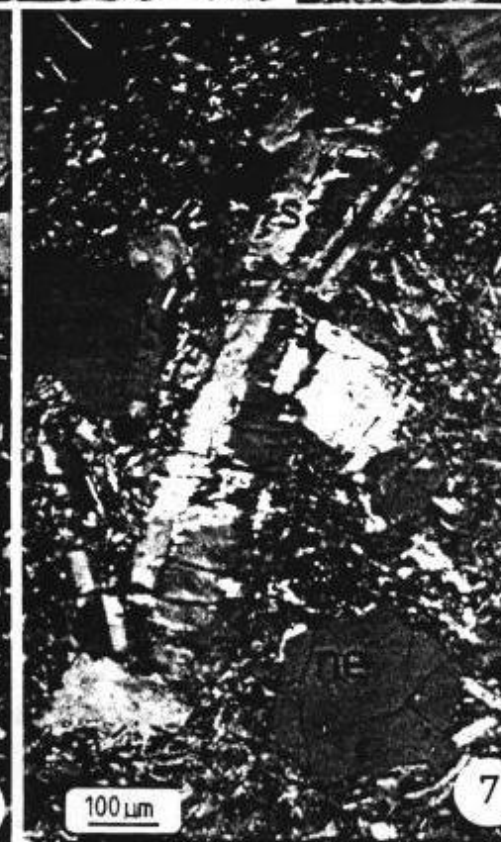
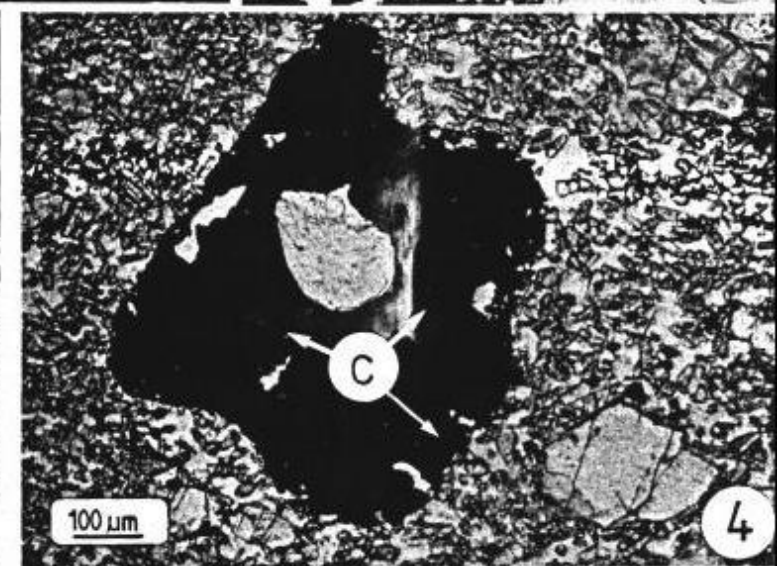
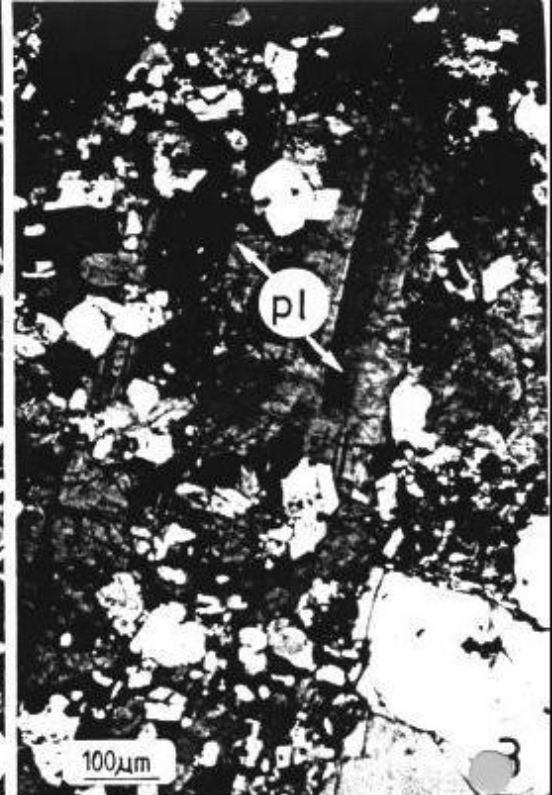
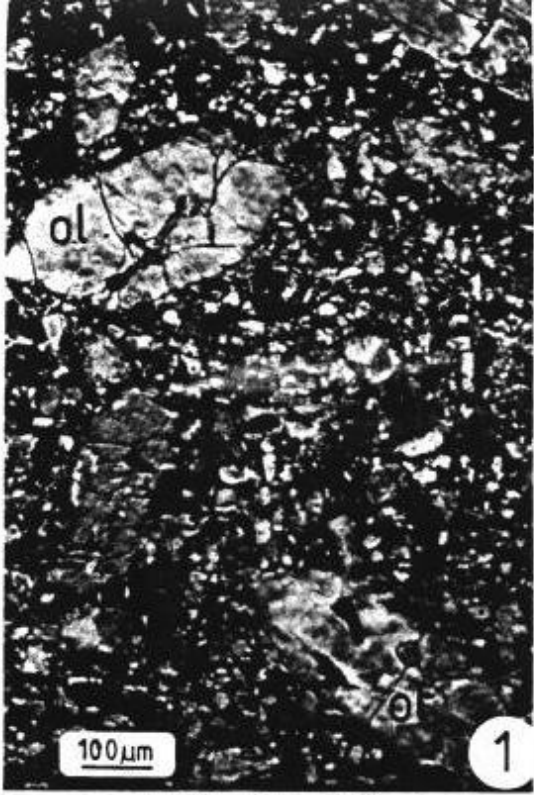
Kern: grünlicher Cr-Diopsid, Na-Augit (vgl. STORMER ET AL. 1975), einschlußarm, glatter Rand.

Rand: schwach lilabrauner Ti-Augit, klar abgesetzt zum Kern, anomale lederbraune bis lavendelfarbige Interferenzfarben, deutliche Zwillingsbildung, randliche Erzeinwachsungen.

Klinopyroxenaggregate: Diopside mit randlich zunehmendem Aegirinaugitanteil (Auslöschungsschiefe steigt von 51° auf 65°) umschließen eine bräunliche, glasige Matrix (assimilierter und verglaster Xenokristall). Diese tangential und radial angewachsenen Klinopyroxenkristalle führen über zu Palisaden-Klinopyroxenen. Diese wachsen als kleine, tafelige, idiomorphe, leicht grünliche, nach der c-Achse gestreckte, diopsidische bis aegirinaugitische Kristalle palisadenartig auf endogenen Quarzkristallen mit einem Glassaum auf (Tafel 8, Fig.5).

Matrix-Klinopyroxen: Diese sind idiomorphe, leicht bräunliche, gedrungen-säulige Kristalle mit typischen Zwillingsbildungen und bräunlichen und stahlblauen Interferenzfarben. Die Auslöschungsschiefe steigt von 33° (Kern) bis auf 52° (Rand). Es handelt sich um diopsidische Ti-Augite. Bei Matrix-Klinopyroxenen, die ungestört in die leukokrate Matrix einwachsen konnten, macht sich die zunehmende Aegirinaugitkomponente (Na-Einbau) in der Grünfärbung der Kristalle, in der Erhöhung der Doppelbrechung und in der Zunahme der Auslöschungsschiefe bemerkbar.

Als Alterationsprodukte der Klinopyroxene treten grünliche Schichtgitterminerale (Serpentin, Chlorit(?), Talk(?)), Biotit und Fe-Erz auf. Verdrängend wirkte die alkalireiche, leukokrate Matrix. Olivin und Klinoenstatit(?) tauchen als Einschlüsse auf.



Tafel 9

Fig. 1: Porphyrische Struktur der Alkalibasalte. Idiomorphe Olivineinsprenglinge (Ol) in einer mikrokristallinen Grundmasse. Ol-Nephelinit, + Nic., Schliff C 2 b vom Cerro-Ñemby.

Fig. 2: Zonar gebauter Klinopyroxeneinsprengling (cpx) mit grünem (Cr-, Na-, Fe-Pyroxen?), reliktischem Kernbereich und idiomorphem Ti-augitischen Anwachssaum. Links unten ein von mikrolithischer Grundmasse siebartig durchlöcherter Olivin-Einsprengling (Ol). Ne-Basanit, + Nic., Schliff P 1 b vom Cerro-Patiño bei Aregua.

Fig. 3: Leukokrate Schliere mit Plagioklas-Großkristall (Pl) und poikilitischem Klinopyroxen. Ne-Basanit, + Nic, Schliff A 1 vom Vorkommen bei Pte.-Remanso.

Fig. 4: Zonarer Spinell-Großkristall mit reliktischem, braunem Cr-Spinell im Kernbereich (C) und opakem, randlich siebartig durchlöcherter (Ti-?)Magnetit als Anwachssaum (Aufröstung des Cr-Spinells). Ne-Basanit, || Nic., Schliff L 1 vom Cerro-Lambaré.

Fig. 5: Quarzpolyaggregat (Q, Fremdeinschluß) mit Saum aus grünen Schichtgittermineralen und Glas mit palisadenartig aufsitzendem Klinopyroxen. Weitere Klinopyroxen- und Olivin-Einsprenglinge in glasiger Matrix (hyaloporphyrische Struktur). Ne-Basanit, + Nic., Schliff P 1 b vom Cerro-Patiño bei Aregua.

Fig. 6: Untere Bildhälfte: Vollständig umkristallisierte Einsprenglingsphase (exogener Einschluß?, ehemaliges Hoch-p-T-Mineral?), jetzt aus idiomorphen Klinopyroxenen und einem Kernbereich aus braunem Glas, Schichtgittermineralen und nadeligen Erzmineralen bestehend.

Obere Bildhälfte: Klinopyroxen-Großkristall mit Rissen, zonarer Randbereich und Korrosionsbuchten, umgeben von einem Glassaum mit Mikrolithen. Ne-Basanit, + Nic., Schliff P 1 b vom Cerro-Patiño bei Aregua.

Fig. 7: Idiomorphe Ne-Einsprenglinge (Ne) und Sanidin- bzw. Anorthoklas-Einsprenglinge (San) in einer hypokristallinen Matrix (Foid, Alkalifeldspat, Zeolith) mit Mikro-einsprenglingen von grünem, nadeligem Aegirinaugit und tafeligem Alkalifeldspat. Phonolith, + Nic., Schliff B 2 a vom Cerro-Confuso.

Fig. 8: Vollständig aufgelöster Großkristall (ehemaliger Biotit/Phlogopit?), jetzt als Gemenge aus opakem Erz und hellbraunem Biotit vorliegend, randlich umflossen von Aegirinaugit. Phonolit, || Nic., Schliff B 2 b vom Cerro-Confuso.

Paragenetisch ist mit den Grundmasse-Klinopyroxenen besonders Ti-Magnetit verwachsen.

Die leicht deformierten, stark zonierten Großkristalle sind Reliktphasen mit endogenen Ti-Augitanwachssäumen. Der diopsidische Ti-Augit spiegelt die magmatische Hauptphase der Klinopyroxenentwicklung wider, in der Endphase der Klinopyroxenausscheidung wird verstärkt das Aegirinmolekül eingebaut. Anhand der Geochemie der Klinopyroxene und deren Zonarbau kann die gesamte Kristallisations- und Differentiationsgeschichte des alkalibasaltischen Magmas abgeleitet werden. Weiterführende Mikrosondenanalysen weisen den Weg (STORMER ET AL. 1975; COMIN-CHIARAMONTI ET AL. 1986).

Chromspinell: kommt in zwei Ausbildungsphasen vor:

Einsprenglingsphase: Es sind tiefbraune, isotrope, rundliche Körner (Tafel 9, Fig.5) mit einem opaken Magnetitsaum. Als Reliktphasen aus den peridotitischen Einschlüssen, die erst resorbiert und dann im Magma von Ti(?) - Magnetit überwachsen wurden, spiegelt der Cr-Spinell auch die abnehmenden pT-Bedingungen wider. Als Einschlußphase sind es kleinste (<50 µm), tiefbraune, isometrische Kristalle, welche als Einschlüsse im Olivin vorkommen.

Magnetit: kommt ganz selten als Großkristall vor, meist ist er paragenetisch mit Klinopyroxen verwachsen.

Großkristalle: buchtige, xenomorphe Kristalle (bis 1,5 cm), risig, siebartig durchlöcherter Saum; kleine, rundliche Klinopyroxenkristalle als Einsprenglinge; rötlich durchscheinender Haematit auf Rissen.

Matrixkristalle: opake subidiomorphe Kristalle, selten mit dünnem Saum von Haematit oder Biotit; paragenetisch mit Ti-Augit.

Eventuell vorhandene Opakphasen wie Ilmenit, Sulfide, Chromit u.ä. wurden nicht extra im Anschliff gesucht.

Haematit und Fe-Hydroxide durchdringen auf Rissen manche Mafitengroßkristalle und ummanteln als roter Saum die Olivine und Klinopyroxene. Im Falle der Olivine geht damit die sogenannte Iddingsitisierung einher, die makroskopische Rotfärbung der Olivine ist dann charakteristisch. Ob die Oxidation und Hydratisierung der Mafiteneinsprenglinge verwitterungsbedingt oder spätmagmatischer Aufoxidation zuzuschreiben ist, wird hier nicht entschieden.

Apatit: Dünne, nach der c-Achse gestreckte Nadelchen in der leukokraten Matrix.

Biotit: Idiomorphe bis lappig-xenomorphe Formen, rotbraun bis

gelbgrünbraun pleochroitisch; in der Matrix subidiomorph, als Ummantelung der Mafite xenomorph.

Amphibol(?): Gedrungene Körnchen (<50 µm), schlechte Spaltbarkeit, idiomorph in der leukokraten Matrix; schokoladenbraun bis gelblichbraun pleochroitisch, paragenetisch mit Biotit/Klinopyroxen.

Hellglimmer: Seltene Phase am Kontakt von Nephelin zur umgebenden Matrix, auch Bestandteil stark umgewandelter Einschlüsse.

Plagioklas: Bis 250 µm-lange Kristalle, subidiomorph bis xenomorph, säulig-tafelig mit deutlicher Verzwillingung (Tafel 8, Fig.3) und leichtem Zonarbau; auf Rissen und randlich korrodiert bzw. umwachsen von Alkalifeldspat, Zeolith, Glas; gegenüber Nephelin und Alkalifeldspat im Dünnschliff mit leichter Gelbfärbung.

Alkalifeldspat: sehr selten als Sanidin-(Anorthoklas(?))-Großkristalle mit bis 300 µm Länge; randlicher Schmutzsaum, buchtig von der Matrix korrodiert; sonst klar, etwas rissig, von Glas umhüllt; als Zwickelfüllung und Ummantelung des Plagioklases; selten kleine, tafelige, nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingte Kristalle.

Nephelin: Einfache, tafelige Kristallformen, typische Querrisse und mausgraue Interferenzfarben; häufigste leukokrate Mineralphase, füllt als Nephelinfülle den Raum zwischen den Mafiten aus.

Bei holokristalliner Ausbildung sind dann alle Mafite in große Nephelindomänen eingewachsen. Idiomorphe Kristalle sind in die leukokraten Schlieren eingewachsen. Klinopyroxen, Apatit und Erz tauchen als Einschlüsse auf, verdrängend wirken Glas und Alkalifeldspat, Haematitflitter sind randlich eingewachsen. Einzelne Großkristalle löschen undulös-flammig aus und zeigen kein bestimmbares Achsenbild.

Glas: Kommt in zwei unterschiedlichen Ausbildungsformen vor:
a) als bräunliches, von feinsten Fe-Erzflittern pigmentiertes Füllmittel in rundlichen, von Klinopyroxenen umwachsenen Aggregaten; bisweilen mit sagenitgitterartigen Erzeinwachsungen; wesentlich klarer, aber immer noch von brauner Farbe als Glassäume um die exogenen Silikateinschlüssen.
b) als isotrope, klare, leicht bläuliche Zwickelfüllung in der hellen Matrix (eventuell Analcim(?)); mit Apatit- und Biotit-Einwachsungen; am Kontakt zum Nephelin bräunlich pigmentiert.

Karbonat: Hypidiomorphe Flecken und Körnchen in der hellen

Matrix; verdrängt Klinopyroxen.

Isotrope Phase (Analcim, Sodalith(?)): bläuliche Farbe, isotrop, xenomorphe bis rundliche Formen; randlich selten Karbonateinschlüsse (Sodalith(?)), zusammen mit Glas auch in Gängchen, Bläschen und Zwickelfüllungen.

Serpentin: Faserige Aggregate von grüner Farbe; Alterationsprodukt von Olivin und Klinopyroxen; auch als Saum um die Mafiteinsprenglinge; verwachsen mit Biotit und Fe-Erz.

Exogene Kristalleinschlüsse: Bestehen aus Quarz- und sehr selten aus Plagioklaskörnern bis 500 µm Größe. Nicht vollständig assimilierte Quarzkörner haben winzige Kristalliteinschlüsse, sind zerbrochen und auf den Bruchbahnen entwickelt sich ein Serpentin-Quarz-Erzstaubgemisch. Isotrope Substanz und grüne Schichtgitterminerale umgeben die Xenokristalle. In und auf der glasigen Substanz wachsen grünliche diopsidische Klinopyroxenkristalle (Palisaden-Klinopyroxen). Bei vollständiger Auflösung der silikatischen Fremdkristalle bleibt im Inneren nur ein braunes Glas zurück (vgl. Klinopyroxen-Kapitel). Die sauren exogenen Kristalleinschlüsse entstammen mitgerissenem Material umgebender oder liegender Sedimentschichten.

Runde, blaugrüne Einschlüsse: Diese wurden bisher nur im Olivinnephelinit von Nemyby gefunden. Es sind bis etwa 10 cm-durchmessende, rundliche Gebilde, die maschenförmig texturiert sind. Der Kontakt zum umgebenden Gestein ist von prismatischen Klinopyroxenen und Olivinkristallen markiert, die senkrecht zur Kontaktfläche aufgewachsen sind. Die Einschlüsse bestehen aus giftblaugrün nach hellblaugrün pleochroitischen, faserigen, mit feinsten opaker Substanz verwachsenen Schichtgittermineralien (Saponit/Serpentin, Seladonit(?)). Bräunlich getrübe Zeolithe und auch glasklare Zeolithe mit radialstrahligem Wachstum wachsen auf den grünen Schichtgittermineralen auf. Die Einschlüsse sind von Rissen durchzogen, die nicht in das Wirtsgestein hineinreichen. Ob es sich um völlig alterierte Peridotiteinschlüsse oder ehemalige Krustenxenolithe handelt, konnte nicht geklärt werden.

Tab.24a Mikrosondenanalysen der Hauptmineralbestandteile von Peridotiten aus Alkalibasalten der Asuncion-Provinz (STORMER ET AL. 1975).

	Olivin	Klinopyx.	Orthopyx.	Spinell
SiO ₂	40.3	54.5	54.5	**
TiO ₂	**	0.1	Spuren	**
Al ₂ O ₃	**	4.6	2.8	46.3
Cr ₂ O ₃	**	0.6	0.2	15.2
FeO _t	10.0	2.6	6.5	12.4
MnO	0.1	0.1	nb	0.1
MgO	48.7	15.4	34.0	24.6
CaO	0.08	21.6	0.4	**
Na ₂ O	**	1.5	0.1	**
NiO	0.4	1.0	0.1	0.4
Summe	99.6	101.1	98.6	99.0

Tab.24b Mikrosondenanalysen von Olivin und Klinopyroxenen aus den Alkalibasalten der Asuncion-Provinz (STORMER ET AL. 1975).

	Olivin PhänoXX	Cpx. PhänoXX Kern	Cpx. PhänoXX Rand	Cpx-Matrix
SiO ₂	37.4	54.3	46.5	46.2
TiO ₂	**	0.1	2.9	3.0
Al ₂ O ₃	**	2.8	8.1	8.4
Cr ₂ O ₃	**	0.6	0.1	nb
FeO _t	21.3	2.5	7.5	7.6
MnO	0.4	0.1	0.2	nb
MgO	46.0	16.8	11.3	11.0
CaO	0.6	22.5	23.5	22.2
Na ₂ O	**	1.1	0.9	nb
NiO	0.2	0.1	0.1	nb
Summe	99.9	100.9	101.1	(98.4)

Tab.24c Mikrosondenanalysen der Spinelle aus Peridotiten aus Alkalibasalten der Asuncion-Provinz (COMIN-CHIARAMONTI ET AL. 1986).

Probe:	PY3091	PY3092	PY3101
TiO ₂	0.13	0.03	0.08
Al ₂ O ₃	16.26	40.61	35.10
FeO _t	15.85	13.49	13.83
MnO	0.35	0.15	0.16
MgO	14.15	17.90	16.67
Cr ₂ O ₃	52.32	27.72	34.32
Summe	99.06	99.72	100.16

5.2.2 Spinellführende Lherzolithe

Die Peridotite (Tab.24d) haben einen Durchmesser bis 35 cm, sind von typisch grüner Farbe und tauchen besonders in den Olivinnepheliniten auf (Tafel 8, Fig.5), der tephritische Basanit von Pte.-Remanso führt keine Xenolithe.

Olivin ist die weitaus überwiegende Mineralphase, Spinell hat immer < 5 Vol.-% Anteil. Nach der Nomenklatur (STRECKEISEN 1974) ist das Gestein ein spinellführender Lherzolith. STORMER ET AL. (1975) berichteten auch von Harzburgiten. Die Lherzolithe besitzen selten ein equigranulares Pflastergefüge, deformierte Xenolithe besitzen ein porphyroklastisches Gefüge aus hypidiomorphen bis xenomorphen, von zahlreichen Rissen und Deformationsbahnen durchzogenen Olivin-, Klino- und Orthopyroxen- und Spinellkristallen. Auf Rissen bildet sich Serpentin, selten ist ein feiner, glasiger Film in den Haarrissen ausgebildet (vgl. STORMER ET AL. 1975; COMIN-CHIARAMONTI ET AL. 1986).

Tab.24d Hauptelementgehalt (in Gew.-%) einiger Peridotite aus Vulkaniten der Asuncion-Vulkanit-Provinz (COMIN-CHIARAMONTI ET AL. 1986).

Probe n:	PY3091 4	PY3092 3	PY3093 1	PY3095 3	PY3101 1	PY3103 1
SiO ₂	43.08	43.38	42.71	44.48	41.91	44.10
TiO ₂	0.08	0.01	0.10	0.01	0.04	0.04
Al ₂ O ₃	1.95	0.87	1.42	1.61	1.59	2.18
FeO _t	8.36	8.01	8.38	7.90	8.78	8.04
MnO	0.14	0.14	0.14	0.13	0.16	0.14
MgO	43.23	45.52	44.13	42.62	45.10	41.72
CaO	1.02	0.88	1.14	1.69	0.71	2.25
Na ₂ O	0.43	0.15	0.35	0.19	0.22	0.20
K ₂ O	0.59	0.05	0.50	0.40	0.43	0.39
P ₂ O ₅	0.21	0.00	0.20	0.09	0.06	0.02

Der klinoenstatitische Orthopyroxen (Tab.24a) ist weniger rissig als der Olivin und wird manchmal von Serpentin und Karbonat(?) verdrängt, selten sind Entmischungslamellen von Klinopyroxen(?).

Der Klinopyroxen (Tab.24a) hat deutliche Spaltbarkeit. Risse sind mit Serpentin, Karbonat und Haematitflitter ausgefüllt, kleine Spinelltropfen sind eingelagert, selten sind gelbbraun-gelbgrün-pleochroitische Lineamente ausgebildet.

Der Chromspinell (Tab.24a,c) hat typische braune bis rosabraune

Farbe, ist isotrop, leicht zonar (mehr rosafarbener Rand) und wird von Pyroxen(?) buchtig korrodiert. Bisweilen wachsen auch kleine Pyroxenkriställchen(?) auf dem Spinell auf.

COMIN-CHIARAMONTI ET AL. (1986) berichteten noch von sulfidischen Erzen (Pyrrhotit, Pentlandit) in den Peridotiten.

Serpentin bildet sich als grünliches, faseriges Schichtgittermineral an Korngrenzen und auf Rissen und ist mit Fe-Erz und selten mit Karbonat und Glas paragenetisch verwachsen. Diese Mineralparagenese spiegelt den Einfluß Alkali-, OH- und CO₂-haltiger Lösungen auf die "trockenen" Peridotite wider.

Die Entstehungsbedingungen für die Peridotitknollen wurden von STORMER ET AL. (1975) auf 1100°C/15kbar abgeschätzt. Dies entspräche einer Mindestbildungstiefe von etwa 45 km. Wendet man die p/T-Abschätzung nach dem Thermometer von DAVIS & BOYD (1966) an, so ergeben sich Temperaturen von 950°C und ein Druck von 23 kbar. Dies entspräche einer Bildungstiefe von 76 km (BERBERT ET AL. 1981).

5.2.3 Die Phonolithe

Der Phonolith des Cerro-Confuso kommt in 2 Varietäten vor. Einmal als massige, grüngraue, etwas geflammte Varietät mit kleinen, bis etwa 5 mm-langen Klinopyroxeneinsprenglingen und weißen Zeolithflecken. Eine leichte Fluidaltextur ist eben bemerkbar. Die zweite Varietät ist fast aphanitisch, nur wenige dunkle Mineral Körner sind zu sehen, dazu tritt weißer Zeolith in Form von Gängchen und kleineren Blasenfüllungen. Der Phonolith hat im angewitterten Zustand eine gelblichbraune Kruste.

Die Phonolithe haben im Mikroskop ein hypokristallin-porphyrisches Gefüge, hervorgerufen durch dunkle und helle Mikroeingrenglinge. Ein untergeordnetes tinguaitisches Gefüge ist durch dünne, spitze Aegirinaugitnadelchen angezeigt, die in meist von Zeolith ausgefüllten Zwickelfüllungen hineinragen. Auffällig ist eine bisweilen gut erkennbare Fluidaltextur, angezeigt durch eingeregelterte Sanidinleistchen. Wahrscheinlich hat diese Fluidaltextur in intramagmatischen Konvektionsströmungen ihren Ursprung.

Als Mikroeingrenglinge mit bis etwa 200 µm-Länge treten Aegirinaugit, Sanidin und Nephelin auf. Die hellen Eingrenglinge besitzen hypidiomorph-tafeligen Habitus.

Größere runde Aggregate (ehemaliger Phlogopit ?) bestehen aus

Aegirinaugit, Biotit, Erz und einer leukokraten, glasigen Zwischenmasse. Helle Schlieren, Spalten und Blasen bestehen aus Zeolith, wenig Karbonat und isotroper Substanz.

Beschreibung der Einzelminerale:

Alkalifeldspat (Na-Sanidin, Anorthoklas): Leistenförmige nach b gestreckte, idiomorphe Kristalle mit einfacher oder fehlender Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz (Tafel 9, Fig. 7); klare Einsprenglingskristalle mit Querrissen; Grundmassen-Alkalifeldspat hypidiomorph-xenomorph und bräunlich pigmentiert.

Nephelin: Quadratische und leistenförmig-tafelige Kristalle (Tafel 9, Fig. 7); unter gekreuzten Polarisatoren nie vollständig aufhellend; in der Grundmasse schlecht auskristallisiert, als Nephelinfülle mit Alkalifeldspat verwachsen.

Plagioklas (Albit?): Kleine, leistenförmige Kristalle, geringe Auslöschungsschiefe, einfache Zwillingslamellierung.

Aegirinaugit ist der vorherrschende Mafitengemengteil und kommt in drei Ausbildungsformen vor:

- a) Längliche bis gedrungene Kristalle; kaum Spaltrisse; deutlich zoniert und dann immer intensiv grün gefärbt; tiefgrün- bis hellgelblichbraun-pleochroitisch; sehr hohe, bunte Interferenzfarben. Auslöschungswinkel bis fast 90° (fast reiner Aegirin); säulige Kristalle mit bipyramidalen Endflächen (Tafel 9, Fig. 7).
- b) Intensiv grüne, nadelig-büschelige Aggregate; in die helle, foidreiche Matrix eingewachsen, besonders in Zeolith.
- c) Aegirinaugitaggregate mit Biotit, Erz und heller, glasiger Matrix (Tafel 9, Fig. 8); Produkt völlig umgewandelter und metasomatisierter Phlogopit-Einschlüsse (?) oder von sauren Xenokristallen.

Opakes Erz ist selten, rötlicher Hämatit pigmentiert als Flitter die hellen Gemengteile. Biotit kommt in kleinen, subidiomorphen, braunen Körnern vor, Amphibol als blaugrün bis hellgrün pleochroitisches Mineral (Na-Amphibol). Titanit erscheint als kleine, eigengestaltige Körner, Karbonat ist mehr schlierenförmig angereichert, Serpentin ist typisch grün und faserig und kommt nur untergeordnet als rundliche Knäuel vor, eventuell pseudomorph nach ehemaligem Olivin.

Die glasige Matrix ist durch Fe-Erzflitter bräunlich gefärbt, randlich entwickeln sich kleine Alkalifeldspatleisten.

Zwickelfüllungen und rundliche bis sechseckige Formen bestehen aus einem leicht bläulichen, isotropen Material, eventuell Anal-

cim oder Sodalith, kleinere Karbonat- und Aegirinflecken sind eingewachsen.

Zeolith tritt als klare, stengelige bis büschelige Aggregate auf, die Risse und Hohlräume im Gestein ausfüllen.

Fluorit (?) tritt als bläuliches, oktaedrische Spaltrisse zeigendes Mineral hinzu.

Sehr selten treten Quarzkörner als exogene Fremdkristalle auf. Diese sind dann von bräunlichem Glas umgeben.

5.2.4 Die Pyroklastika

Pyroklastische Gesteine treten als vulkanogene Agglomerate (Abb. 44) mit hangenden Lapillituffen (Lambaré), als brekziöse Tuffite (Cerro-Confuso) und als Subintrusivbrekzie (Tacumbú) auf.

Die vulkanogenen Agglomerate vom Fuß des Cerro-Lambaré bestehen aus groben, bis 1,5 m-durchmessenden, blasigen Vulkanitblöcken mit eingeschweißten Sandsteinbruchstücken. Diese Blöcke liegen in einer sandigen Matrix. Einschlagsdeformationen waren nicht zu sehen. Daher kann ein Transport der Vulkanitblöcke in einer Sand/Wassersuspension angenommen werden.

Der hangende Lapillituff am Cerro-Lambaré ist von rötlicher bis graugrüner Farbe, und beinhaltet dunkle Lapilli in einer rötlichen, sandigen Matrix. Interessant ist das Vorkommen von Klinopyroxen- und Amphibolgroßkristallbruchstücken. Der Lapillituff ist deutlich geschichtet und zeigt Gradierung. Auf grobem basalem, sandigem Lapillituff folgt Aschentuff bis Tuffit. Es sind mehrere Zyklen ausgebildet.

Die Tuffite des Cerro-Confuso tauchen als m-große Blöcke am Rande des kleinen Bergkegels auf. Laut Aussagen der Arbeiter steckt der Tuffit keilförmig im Vulkanit. Das Handstück zeigt, daß Sedimentbruchstücke in einer feinkörnigen, rosaroten bis bräunlichen Matrix enthalten sind.

Mikroskopisch ergibt sich derselbe Befund. In einer braunen, karbonatischen Matrix liegen rötliche Bruchstücke von Sedimentiten (Tonschiefer, Silt- und Sandstein) und alterierten Vulkaniten (Alkalibasalte). Exogene Mineralbruchstücke sind bis 1 cm-große Quarzkörner, Zirkon, Mikroklin und Plagioklas. Karbonat und schwammiges Fe-Erz verdrängen den undulös auslöschenden Quarz, der häufig zerbrochen ist und einen Schmutzsaum aufweist. Einzel-

ne Quarze sind offensichtlich authigen weitergewachsen. Endogene, vulkanische Mineralbruchstücke sind Klinopyroxenkristalle mit deutlich grünem (Na-, Fe-reichem) Kern und randlichen, rosa-violetten Ti-Augitsäumen. Auch hier wirken Karbonat und Erz verdrängend. Kristalle mit bis 5 mm-Länge sind poikilitisch mit Karbonat gespickt. Rundliche Vulkanitbrocken (Lapilli) zeigen ähnliche Verdrängungserscheinungen.

Als Zement dieses brekziösen, tuffitischen Gesteines fungiert Karbonat mit unterschiedlichen Beimengungen von schwammigem Fe-Erz. Auf Klüften scheidet sich eine klarere, weniger pigmentierte Karbonatphase ab. Grünlicher Smektit/Serpentin/Chlorit (?), hellglimmerartige Schichtgitterminerale sowie entglaste und alterierte Foid/Glasbruchstücke sind weitere Bestandteile des Tuffits.

Der Tuffit des Cerro-Confuso hat typische Basanit/Ol-Nephelinitbruchstücke aus der Tiefe mitgerissen. Der Phonolith hat also ältere Alkalibasalte durchschlagen und vielleicht auch deren Aufstiegsbahnen benutzt.

5.2.5 Nomenklatur nach Modus und Norm

Schon ROSENBUSCH (1908:725) schrieb, daß jedes Ergußgestein (= Vulkanit) eine gang- oder schlotförmige Fortsetzung hat (= Subvulkanit) und diese nicht mit echten Gang- oder Tiefengestein gleichgesetzt werden kann. Alle in diesem Abschnitt behandelten Gesteine folgen diesem Prinzip und besitzen dieselben strukturellen Eigenschaften, sie können daher alle als Vulkanite zusammengefaßt werden.

Die Modalbestände der schwarzen basaltischen Vulkanite wurden mit mehr als 1500 Zählpunkten pro Dünnschliff ermittelt. Ob der geringen Größe der akzessorischen Mineralphasen ist deren volumenmäßiger Anteil mit größerem Fehler behaftet als die volumenmäßige Erfassung der Mafite und der leukokraten Matrix. Die modale Zusammensetzung der hellen Gemengteile (Plag., Foid., Alk.) wäre zwar wünschenswert zu wissen wegen der dann erfolgreichen Darstellung der Gesteine im QAPF-Doppeldreieck nach STRECKEISEN (1980), zu geringe Korngröße, hypokristalline und glasige Beschaffenheit verhindern dies jedoch.

Überwiegender modaler Bestandteil der Alkalibasalte ist Klinopyroxen, die leukokrate Matrix ist modal mit 20 bis 35 Vol.-% vertreten. Die akzessorischen Minerale und Fremdkristalle sind bei den Proben des Cerro-Patiño häufig (Abb.46).

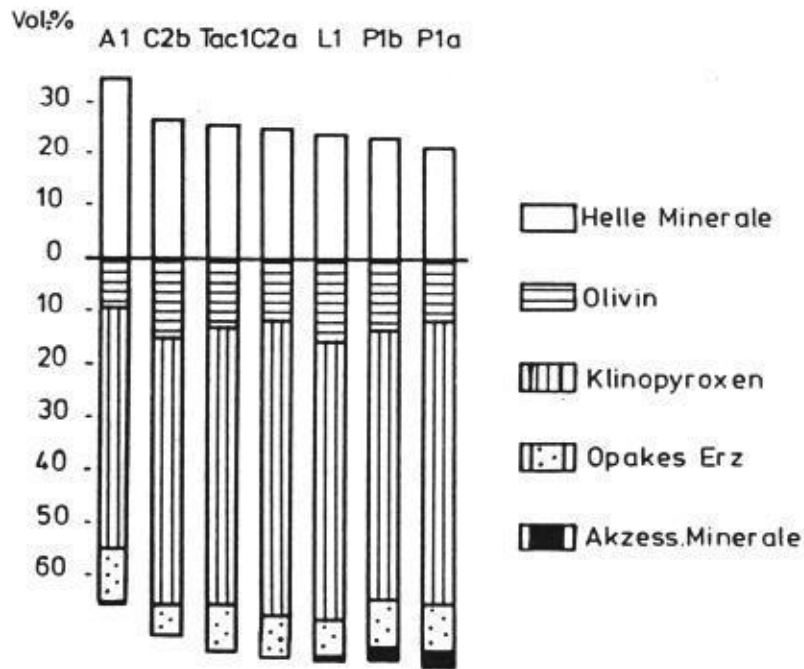


Abb. 46 Modale Zusammensetzung einiger Alkalibasalte.

Tab. 25 Modale Zusammensetzung (in Vol.-%) einiger Alkalibasalte der Ascunción-Provinz.

ol: Olivin cpx: Klinopyroxen hg: helle Grundmasse
er: opakes Erz a: akzessorische Minerale FZ: Farbzahl

Vorkommen	ol	cpx	hg	er	a	FZ	S	DS-Nr.
Ñemby	15,3	51,3	27,3	6,1	0,1	73	100,1	C2b
Ñemby	12,4	56,7	25,5	4,7	0,7	76	100	C2a
Pte.-Remanso	9,5	46,4	34,7	8,2	1,2	65	100	A1
Tacumbú	12,9	52,6	25,9	8,3	0,4	74	100,1	Tac1
Cerro-Lambare	15,7	52,9	24,0	7,0	0,5	76	100,1	L1
Cerro-Patiño	12,6	52,9	21,2	8,9	4,4	79	100	P1a
Cerro-Patiño	13,4	51,7	23,6	8,3	3,0	76	100	P1b

Abschätzend lassen sich die Vulkanite nach STRECKEISEN (1980) in die Gruppe VI (Basanitoide bzw. Tephritoide bei ol < 10 Vol.-%) und Gruppe VII (Foiditoide), die hellen Vulkanite des Cerro-Con-fuso in die Gruppe V (Phonolithoide) einordnen.

Mit Farbzahlen (FZ) zwischen 65 und 79 (Tab. 25) gehören die dunklen Vulkanite zu den melanokraten Ol-Nepheliniten und Ne-Basani-ten. Die Tendenz der Gesteine ist jacupirangitisch, sowohl im geochemischen wie auch im modalen Sinn, auch wenn der charakterisierende Granatanteil des Jacupirangites fehlt.

Die Namensgebung der Gesteine erfolgte unter Berücksichtigung der Vorgaben bei ROSENBUSCH (1908), YODER & TILLEY (1962), GREEN (1970 a, b) und STRECKEISEN (1980).

Der übergeordnete Begriff für die schwarzen Gesteine ist Alkali-basalt nach der Zuordnung im Basalttetraeder nach YODER & TILLEY (1962).

Die hier benutzten Definitionen sind:

Basanit: modal: Ne > Plag > Alk; Olivin > 10 Vol.-%
 Praefix "Ne-", wenn Nephelin weitaus überwiegender Foid
 Praefix "tephritisch", wenn modaler Ol < 10 %
 normativ: Ne > 5 %, Ab > 2%

Nephelinit: modal: kein oder nur sehr wenig Plagioklas, Ne >> als alle anderen hellen Gemengteile
 Praefix "Ol-", wenn Ol > 10 %
 normativ: Ne >> alle anderen hellen Gemengteile
 Ab < 2 %; Alk. und/oder Lc.; kein normativer Larnit

Phonolith: modal: Alk > Plag; Foid-führend
 keine bestimmten Normbedingungen

Tab.26 Nomenklatur der Vulkanite nach dem Modus und der Norm

Vorkommen	Proben-Nr	Gesteinsname
Tacumbú	Tac 1	Mela-Ol-Nephelinit
Nemby	C 1, C2a, C2b	Mela-Ol-Nephelinit
Lambaré	L1	Mela-Ne-Basanit
Cerro-Verde	10/85/3	Mela-Ol-Nephelinit
Cerro-Patiño	P1, P1a, P1b	Mela-Ne-Basanit
Jardin-Botanico	10/85/2	Mela-Ne-Basanit
Villa-Hayes	10/85/4	Mela-Ne-Basanit
Pte.-Remanso	A1	tephritischer Ne-Basanit
Limpio	10/85/6	Mela-Ne-Basanit
San-Jorge	10/85/1	Mela-Ne-Basanit
Cerro-Confuso	B2b, B1	Phonolith (Muniongit)

Da weltweit solche Gesteine FZ > 65 haben, kann man sich das Mela- auch sparen. Für deutlich biotitführende Mela-Ol-Nephelinite mit FZ > 65 kann auch der Name Ankaratrit benutzt werden (SORENSEN 1974). Ein entsprechender Name ist aber für Mela-Ne-Basanite nicht gegeben.

5.4 Geochemie der Vulkanite

Von sechs bearbeiteten Vorkommen wurde jeweils ein frisches Handstück ohne makroskopisch sichtbare Einschlüsse auf Haupt- und Spurenelemente und die SE analysiert. Die Elementgehalte sind in HARKER-Diagrammen jeweils gegen SiO_2 oder MgO als Differentiationsparameter aufgetragen. Die SE-Gehalte wurden auf Chondritwerte normiert und gegen das jeweilige Element aufgetragen.

5.4.1 Hauptelemente und geochemische Klassifikation

Die geochemischen Klassifikationsdiagramme richten sich nach den Vorgaben bei DELAROCHE ET AL. (1980) und ZANETTIN (1984). Diese Klassifikationen sind gleichrangig mit der primären Klassifizierung nach Modus und Norm. Die Klassifikation nach dem Gesteinschemismus hat den Vorteil, daß zusammengehörende Gruppen leicht erkannt werden können, daß geochemische Trends sichtbar werden und vor allem, daß aphanitische Gesteine klassifiziert werden können.

Nach dem R1/R2-Diagramm (Abb.47) fallen die Alkalibasalte in das Ankaratritfeld, eine von MILCH (1905) analysierte Probe fällt in das Phonotephritfeld. Im TAS-Diagramm (Abb.48) fallen die Alkalibasalte in das Basanitfeld. Die hellen Vulkanite fallen in das Phonolith-Feld.

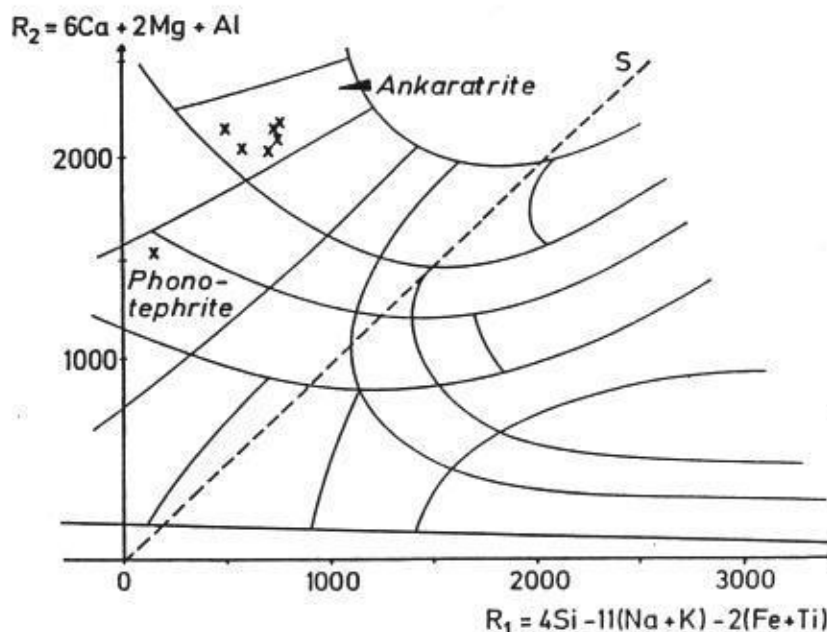


Abb.47 Klassifikation der Alkalibasalte der Asuncion-Provinz (Eigene Analysen und zwei Analysen von MILCH (1905) und STORMER ET AL. (1975)) im R1/R2-Diagramm nach DELAROCHE ET AL. (1980).

Für die Alkalibasalte liegt der SiO_2 -Gehalt zwischen knapp 41 und 43 Gew.-%, MgO liegt zwischen 9,4 und 12,7 %, Na_2O zwischen 3,6 und 4,2 % und K_2O zwischen 1,17 und 1,95 % (Abb.49). Der Al_2O_3 -Gehalt zeigt eine erhebliche Streubreite (Tab.27) zwischen 11,9 und 18,5 %, nimmt man die Basanitanalyse von STORMER ET AL. (1975) hinzu. In verschiedenen Zeolith- und Glasanteilen ist die Ursache für den schwankenden Al_2O_3 -Gehalt zu suchen. Gesamteisen (Fe_2O_3 tot.) schwankt weniger (10,7 - 12,7 %), der titrimetrisch bestimmte FeO-Gehalt liegt zwischen 4,4 und 7,2 %.

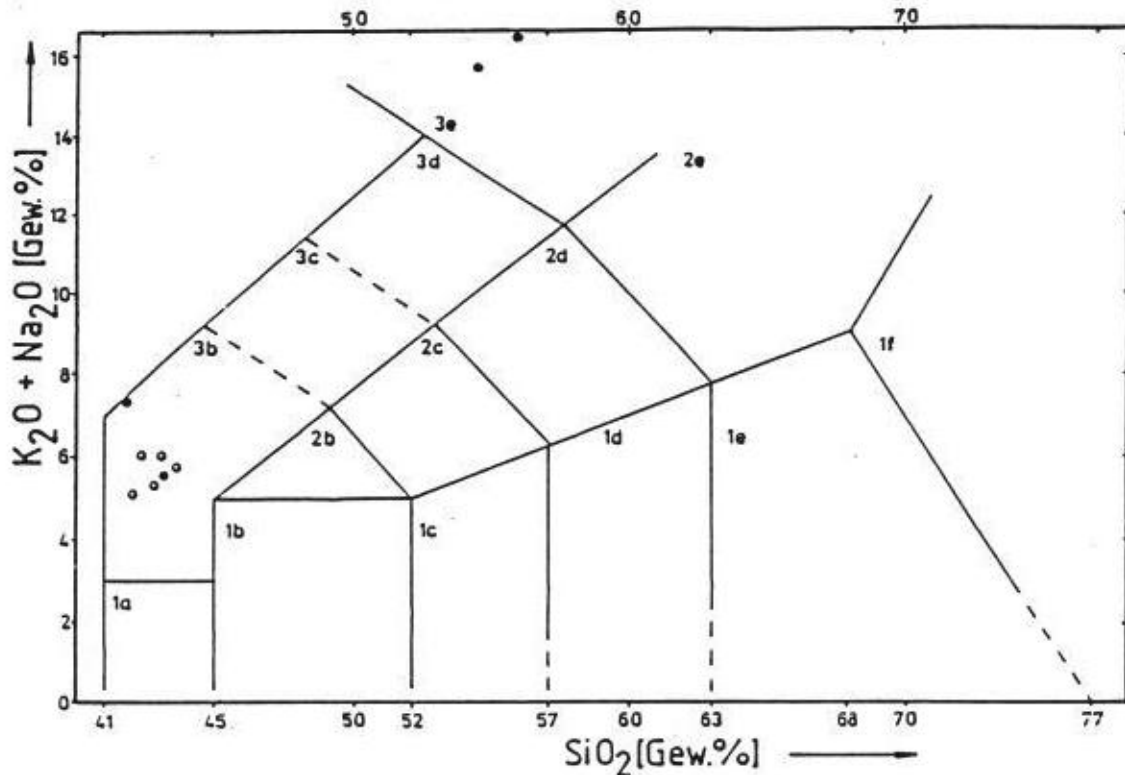


Abb.48 Klassifikation der Vulkanite der Asunción-Provinz im TAS-Diagramm nach ZANETTIN (1984). Die dunklen Alkalibasalte fallen in das Feld 3b (Basanite), die hellen Vulkanite fallen in das Feld 3e (Phonolithe). Eigene Analysen: offene Kreise für die Basanite, gefüllte Kreis für die Phonolithe. Analysen von MILCH (1905) und STORMER ET AL. (1975): Gefüllte Kreise im Basanitfeld.

Die Hauptelemente verhalten sich gegen SiO_2 aufgetragen relativ indifferent (Abb.49), dies ist natürlich auch eine Frage der Analysenanzahl. Abnehmende Werte bei zunehmendem SiO_2 -Gehalt können für MgO und TiO_2 abgelesen werden (Mafitenfraktionierung), zunehmende Werte zeigen Al_2O_3 und K_2O . Die Gehalte an CaO (11,1 bis 11,6 %), Na_2O und P_2O_5 (0,72 - 1,03%) bleiben in etwa gleich. Das deutet darauf hin, daß Klinopyroxen, Nephelin und Apatit mit der Restschmelze im Gleichgewicht standen.

Die CO_2 - und H_2O -Gehalte sind relativ niedrig (0,07 - 0,2 %; 1,01 - 2,11 %), eine starke sekundäre Hydratisierung der Gesteine kann

ausgeschlossen werden, außer auf den Kluffbestegen (vgl. Aufschluß Tacumbu). Wasser reichert sich vorwiegend im Restmagma an und wird für die Zeolithbildung und Schichtgittermineralbildung herangezogen.

Das Verhältnis $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ist immer > 1 (2,1 bis 3,5), der mafische Index (M-Wert) liegt zwischen 62 und 67. Diese M-Werte (Tab.31) sind typisch für primitive Schmelzen aus dem oberen Erdmantel. Der peralkaline Index (P.I., $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ molekulare Verhältnisse) liegt zwischen 0,71 und 0,59 wobei die höheren Werte zu den Olivinnepheliniten gehören.

Nach NIGGLI (1923) liegen typische Gesteine der atlantischen Sippe mit Na betontem, an SiO_2 untersättigtem Chemismus vor.

Für die beiden Phonolith-Proben des Cerro-Confuso können keine Trends angegeben werden. Als charakteristisch kann jedoch der sehr hohe Al_2O_3 - (20,2 bzw. 20,6 %), Na_2O - (9,8 bzw. 10,0 %) und hohe K_2O -Gehalt (5,14 bzw. 5,62 %) angesehen werden, bei gleichzeitig niedrigen MgO - (0,37 bzw. 0,1 %) und CaO -Gehalten (2,1 bzw. 0,9 %). Der Gesamtalkaligehalt liegt bei 14,9 bzw. 15,6 %. Die Gesteine sind ebenfalls Na-betonte Gesteine aus der Atlantischen Sippe.

Tab.27 Gehalte an den Hauptelementen und CO_2 und H_2O (in Gew.-%) einiger Alkalibasalte und Phonolithe der Asuncion-Provinz. Die beiden bisher bekannten Analysen von MILCH (1905) und STORMER ET AL. (1975) wurden mit aufgenommen (Mil; Sto).

	A 1	C 1	L 1	P 1	Tac 1	Sto	Mi 1	B 1	B 1b
SiO_2	42,69	42,72	41,13	41,83	42,03	41,52	40,95	53,25	51,75
TiO_2	2,24	2,19	2,60	2,54	2,56	1,95	0,25	0,28	0,57
Al_2O_3	14,05	12,22	11,93	13,41	13,58	18,48	15,37	20,62	20,21
Fe_2O_3	4,36	3,89	4,55	4,19	4,48	6,03	6,36	2,80	2,94
FeO	6,28	7,19	6,80	6,18	6,28	6,62	4,38	0,89	1,43
MnO	0,18	0,20	0,19	0,17	0,18	0,36	Sp.	0,19	0,19
MgO	9,39	11,37	12,72	10,99	11,25	11,52	10,46	0,10	0,37
CaO	11,60	11,36	11,12	11,80	11,56	5,30	11,67	0,91	2,12
Na_2O	4,11	4,05	3,63	4,05	4,19	4,63	3,97	10,01	9,79
K_2O	1,46	1,95	1,40	1,17	1,86	2,70	1,26	5,62	5,14
P_2O_5	0,80	1,03	0,97	0,72	0,76	0,09	0,09	0,07	0,15
H_2O	1,97	1,01	2,11	1,58	1,23	0,40	3,93	1,66	2,84
CO_2	0,20	0,07	0,11	0,09	0,08	n.d.	n.d.	0,31	1,20
Summe	99,33	99,25	99,26	98,72	100,04	99,60	98,98	96,71	98,70

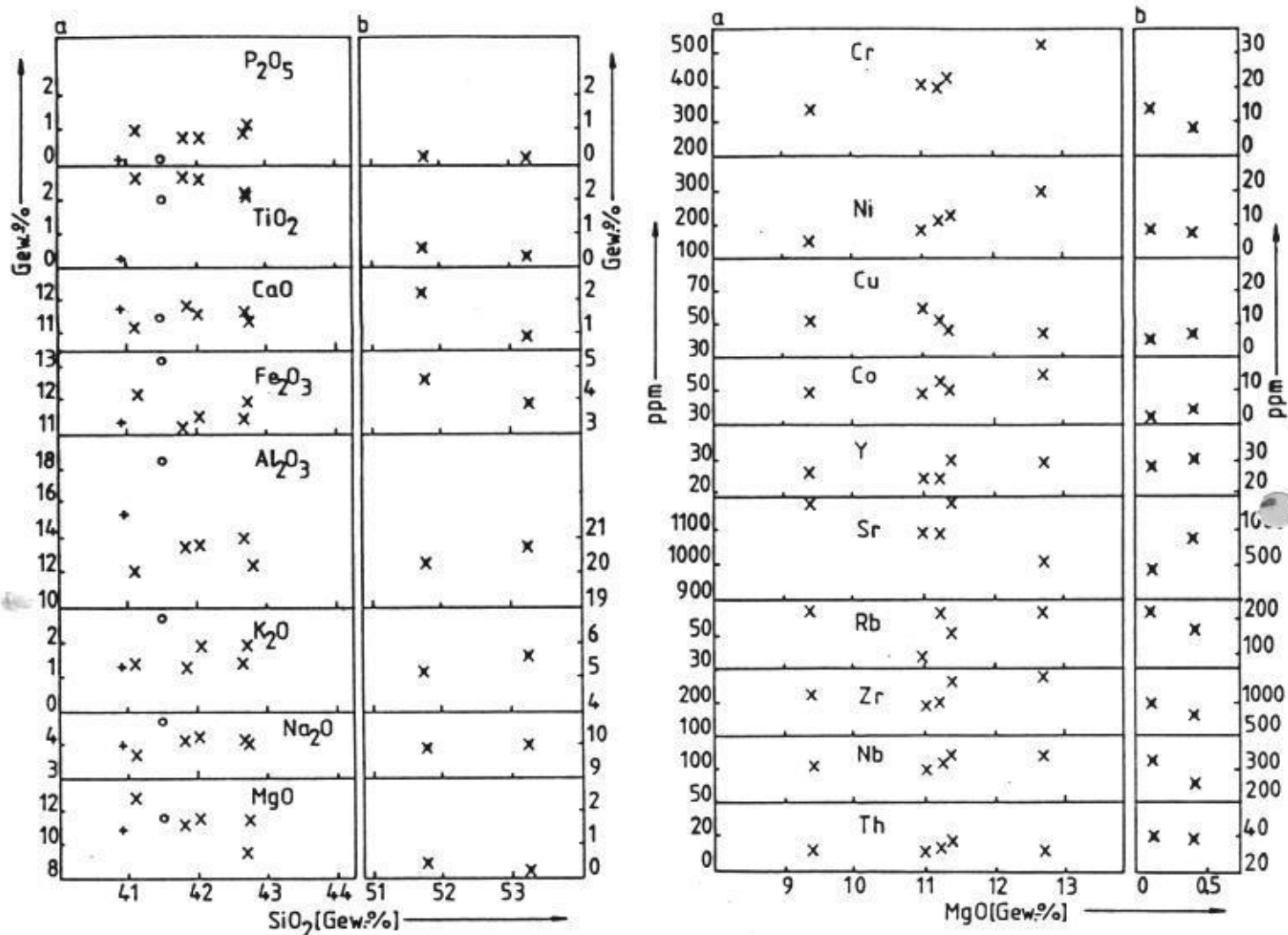


Abb.49 Variationsdiagramme der Hauptelemente (gegen SiO_2 als Differentiationsparameter aufgetragen) und der Spurenelemente (gegen MgO als Differentiationsparameter aufgetragen). In der Spalte a sind jeweils die Alkalibasalte eingetragen, in Spalte b die Phonolithe. Signaturen: Eigene Analysen: x; MILCH (1905): +; STORMER ET AL. (1975): o.

5.4.2 Spurenelemente und Differentiationstrends

Der Spurenelementgehalt (Tab.28) der Ol-Nephelinite und Ne-Basalte ist durch hohe Gehalte an den kompatiblen Elementen Cr (505 - 317 ppm) und Ni (293 - 134 ppm) gekennzeichnet, sowie durch geringe Rb-Gehalte (65 - 36 ppm). Sr (1197 - 994 ppm) verhält sich inkompatibel und zeigt ebenso wie Zr (268 - 177 ppm) und Nb (117 - 96 ppm) relativ hohe Werte. Cr und Ni sind positiv mit MgO

korreliert (Abb.49), Olivin, Cr-Diopsid und Cr-Spinell sind die Hauptträger dieser Elemente. Sr ist mit zunehmendem SiO₂-Gehalt (Plag.) positiv korreliert. Für die weiteren inkompatiblen Elemente wie Rb, Zr, Nb, und weitere Spurenelemente wie Th, Cu, Co (geht andeutungsweise zusammen mit Ni und Cr), Y, Zn, Pb läßt sich kein Trend feststellen. Dies liegt an der geringen Probenzahl und an den z.T. geringen Gehalten der Gesteine an diesen Elementen.

Im wesentlichen bestimmen also Olivin- und Cr-Diopsid- (untergeordnet Cr-Spinell- und Ti-Magnetit-) Fraktionierung die Geochemie der kompatiblen Elemente und die Differentiation des Magmas, während die Plagioklasbildung bei zunehmender Differentiation den Sr-Gehalt kontrolliert (vergl. WEDEPOHL 1985). Schon eine Fraktionierung von nur wenigen Vol.-% Olivin kann die beobachtete starke Abnahme des Ni im Magma hervorrufen, denn Olivin besitzt hohe Verteilungskoeffizienten (Kd's zwischen 10 und 58 z. B. IRVING 1978; DOSTAL ET AL. 1983) für Ni im System Kristall/Schmelze. Für Cr gilt ähnliches.

Das Residualmagma stand im Gleichgewicht mit den nun aus dem Magma abgeschiedenen Mikroeinsprenglingen von Klinopyroxen, Magnetit, Plagioklas und Nephelin(?).

Tab.28 Gehalte an den Spurenelementen (in ppm) einiger Alkalibasalte und Phonolithe der Asuncion-Provinz.

	A 1	C 1	L 1	P 1	Tac 1	B 1	B 2b
Cr	317	413	505	387	376	14	7
Co	48	49	58	46	53	2	5
Ni	134	214	293	173	203	8	8
Cu	50	47	43	58	49	5	7
Zn	91	98	104	78	80	152	131
Ga	18	17	17	16	15	31	26
Rb	65	50	62	36	62	224	166
Sr	1197	1180	994	1080	1088	445	916
Y	26	30	28	24	24	27	31
Zr	217	253	268	177	194	1085	748
Nb	100	117	117	96	107	332	256
Pb	7	7	3	4	7	22	18
Th	11	15	9	9	11	39	37

Die Phonolithe haben einen für hochdifferenzierte, alkalibetonte, an Kieselsäure untersättigte Magmen typischen Spurenelementhaushalt mit hohen Gehalten an inkompatiblen Elementen wie Zr (1085

bzw. 748 ppm) und Nb (332 bzw. 256 ppm). Die kompatiblen Elemente Ni (5 bzw. 2 ppm) und Cr (14 bzw. 7 ppm) sind in nur sehr geringer Konzentration vorhanden (Abb.49; Tab.28).

5.4.3 Die SE-Gehalte

Die mittels ICP-AES auf die SE analysierten Proben (Tac 1, C1, L1, P1, A1) zeigen für alkalibasaltische Magmen typische, hohe SE-Gehalte (vgl. KAY & GAST 1973, CULLERS & GRAF 1984; WEDEPOHL 1985). Dabei hat der Ol-Nephelinit (Tab.29) von Nemby mit 397 ppm den höchsten, der Ne-Basanit des Cerro-Patino mit 291 ppm den niedrigsten SE-Gehalt.

Besonders die LSE sind stark angereichert, die Chondrit-normierten SE-Spektren sind stark fraktioniert (Abb.50). Das LSE/SSE-Verhältnis, ausgedrückt durch das chondritnormierte La/Lu-Verhältnis ist hoch und liegt zwischen 34,3 und 29,7. Ähnliches gilt für das Ce/Yb-Verhältnis (Tab.29).

Tab.29 Gehalte an SE (in ppm) einiger Alkalibasalte und Phonolithe der Asuncion-Provinz und deren chondritnormierte LSE/SSE-Verhältnisse, ausgedrückt durch die $(La/Lu)_{cn}$ - bzw. $(Ce/Yb)_{cn}$ -Verhältnisse.

	A 1	C 1	L 1	P 1	Tac 1	B-1	B 2b
La	75	102	92	73	79	28	105
Ce	143	198	178	143	152	65	175
Nd	49	63	66	49	49	20	49
Sm	8,7	10,9	10,4	8,2	8,9	3,2	7,7
Eu	2,65	3,08	3,01	2,30	2,50	0,97	2,19
Gd	6,2	7,5	7,4	5,99	6,2	2,8	5,3
Dy	5,4	6,3	6,2	4,7	5,1	3,0	5,7
Er	2,45	2,8	2,5	2,04	2,11	2,07	2,98
Yb	1,9	2,2	1,9	1,5	1,64	2,2	2,8
Lu	0,27	0,32	0,28	0,22	0,24	0,36	0,43
$(La/Lu)_{cn}$	29,7	33,1	34,1	34,2	34,3	8,0	25,4
$(Ce/Yb)_{cn}$	19,5	23,0	24,1	24,3	24,0	7,6	16,2

Der Verlauf der SE-Spektren der Alkalibasalte ist stetig (Abb. 50), eine negative Eu-Anomalie ist nicht festzustellen, eine Fraktionierung von Plagioklas hat nicht stattgefunden. Bei A1 ist eine leichte positive Eu-Anomalie angedeutet. Im Dünnschliff kann beobachtet werden, daß die Plagioklaskristalle als Ein-

sprenglingsphasen schon vorhanden sind.

Der Gehalt an den SE, der Verlauf der Spektren und die einzelnen SE-Verhältnisse der Alkalibasalte zeigen nach ihren SE-Charakteristika sehr verwandte Züge. Verlauf und Steigung der SE-Spektren (Abb.50) fallen in den von KAY & GAST (1973) angegebenen Bereich für nephelinitische (im weitesten Sinne) Magmen. Die SE-Spektren verlaufen annähernd parallel, die $(LSE/SSE)_{CN}$ -Verhältnisse liegen ebenfalls im gleichen Bereich (Tab.29). Dies spricht für Fraktionierungsprozesse (vgl. Kap.5.4.2) aus einem gemeinsamen Magma. Probe A1 ist nach den Ni und Cr-Gehalten am weitesten differenziert, zeigt aber insgesamt mit die niedrigsten SE-Gehalte. Hier hat die Plagioklaskristallisation und damit der Einbau der SE schon begonnen. Trotz Mafitenabsaigerung findet in dem leukokraten Restmagma keine SE-Anreicherung mehr statt. Für das leicht diskordante SE-Spektrum von A1 können auch leichte Kontamination mit SE-ärmeren Schmelzen oder eine etwas höhergradige Teilaufschmelzung des Mutterperidotits verantwortlich gemacht werden.

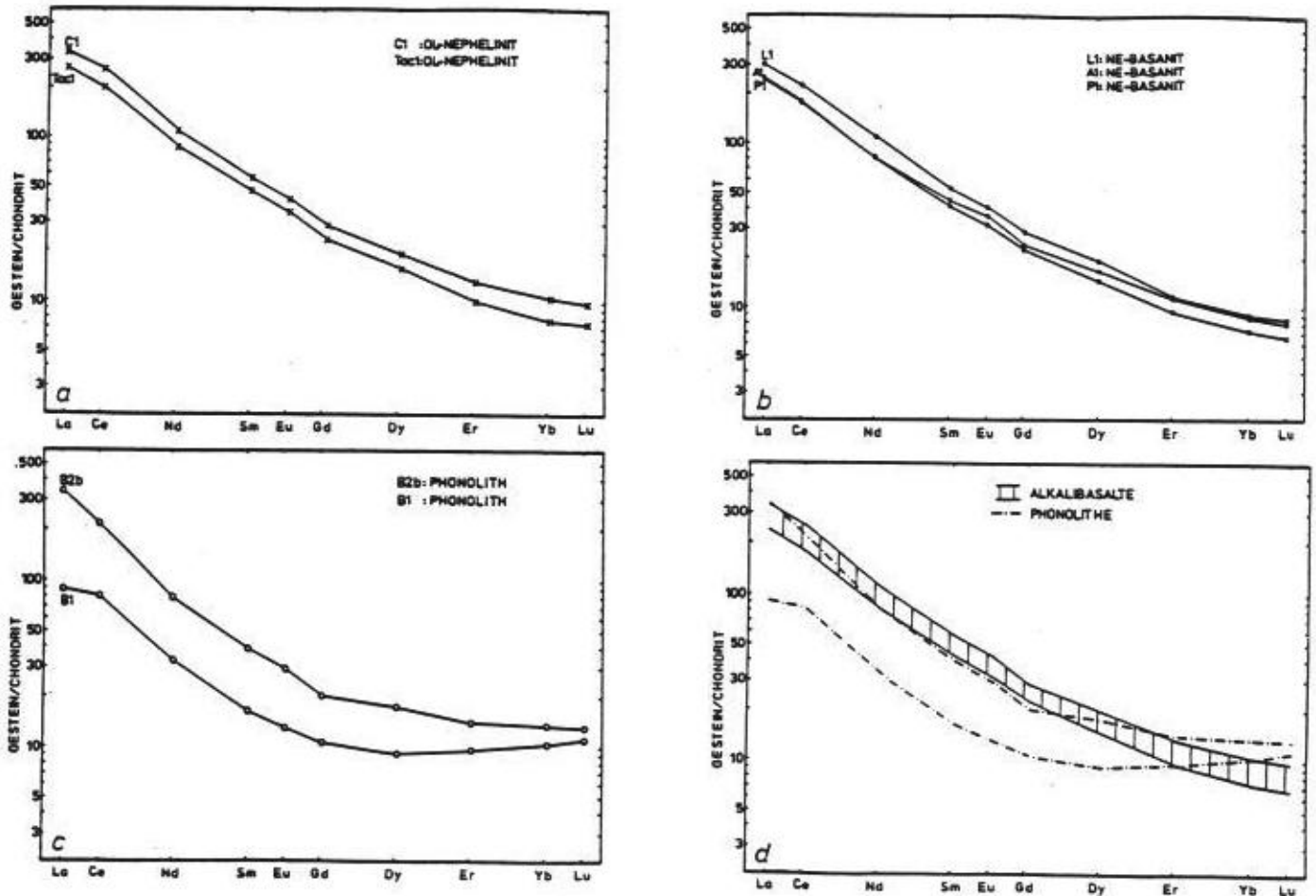


Abb.50 SE-Spektren der Ol-Nephelinite (a), der Ne-Basanite (b) der Phonolithe (c) und der Alkalibasalte und Phonolithe im Vergleich (d).

Die hohen SE-Gehalte lassen sich durch volatilen Transport der SE, durch Zufuhr SE-reicher Lösungen oder durch sehr geringe Aufschmelzgrade eines peridotitischen Ausgangsmaterials erklären. KAY & GAST (1973) erhalten nephelinitische Magmen durch eine 1%-ige oder geringere Aufschmelzung eines Granat-Peridotits (1 Stufen-Modell), während SUN & HANSON (1979) und FREY (1978) ein nephelinitisches bzw. basanitisches Magma mit hohen SE-Gehalten aus einem zwischen 3 und 7% teilaufgeschmolzenen, angereicherten Mantel-Pyrolit erhalten.

Die vorliegenden SE-Gehalte und SE-Verteilungen der Alkalibasalte der Asuncion-Provinz lassen sich am besten in einem "2 stage process" erklären (GAST 1968, SUN & HANSON 1979).

1. Eine geringe Teilaufschmelzung im tieferen oberen Mantel führt zu einer an Alkalien, Volatilen und SE angereicherten Phase. Diese dringt (als "plume", "blob", "vein") in den darüber liegenden Mantelperidotit (spinellführender Lherzolith) ein.

2. Dieser nun metasomatisch veränderte und angereicherte obere Mantel (vgl. COMIN-CHIARAMONTI ET AL. 1986) erfährt eine - abgeschätzt nach den Daten von FREY (1978) - etwa 2-3%ige Aufschmelzung. Dies führt zu einem Ol-nephelinitischen Magma mit hohen SE-Gehalten, hohen $(LSE/SSE)_{CN}$ -Verhältnissen und niedrigen Sr-Initialverhältnissen ($C1$, Tac 1, L 1). Geringfügig größere Aufschmelzungsgrade führen zu basanitischen Magmen mit etwas niedrigeren SE-Gehalten und etwas höheren Sr-Initialwerten ($A1$, $P1$). Fraktionierungsprozesse und Magmenmischung beim Aufstieg und geringfügige Kontaminationsprozesse kommen hinzu.

Die beiden analysierten Phonolithproben (B2b, B1) haben einen etwas unterschiedlichen Verlauf der chondritnormierten SE-Spektren. Die Magmen werden aber als kogenetisch angesehen, da Fundort, Mineralparagenese und Struktur identisch sind. Nephelinit- und Phonolith-Assoziationen von Südatlantischen Inseln (Fdo.-de-Noronha, Cap-Verde-Inseln) zeigen ähnliche SE-Verteilungsmuster (KAY & GAST 1973).

Der Phonolith B2b hat hohe La-Gehalte (105 ppm) und zeigt ein fraktioniertes SE-Spektrum. Die starke Fraktionierung der SE wird durch das hohe $(La/Lu)_{CN}$ -Verhältnis von 25,4 (Tab.29) ausgedrückt. Die SSE sind im Vergleich zu den Alkalibasalten weniger stark fraktioniert, zeigen aber höhere Werte. Der leukokrate Phonolith B1 zeigt sogar eine relative Anreicherung der SSE Er bis Lu gegenüber den SSE Tb bis Ho. Bemerkenswert ist auch die leichte positive Ce-Anomalie (Apatit?). B1 hat gegenüber der Probe B2b ein deutlich geringeres $(La/Lu)_{CN}$ -Verhältnis (B1: 8,0,

B2b:25,4) und ist besonders bei den LSE weniger fraktioniert (Tab.29). Dies deutet auf ein Magma hin, in dem die Feldspat- und Foidkristallisation schon eingesetzt hat und die SE eingebaut hat. Die leichten und mittleren SE sind gegenüber dem B2b-Magma abgereichert, die Absaigerung von Titanit und Alkalimafiten könnte hierfür der Grund sein. Eine weitere Interpretationsmöglichkeit ist die Zumischung von SE-armen Schmelzen oder auch von SE-armen Tonschieferbrocken. Gerade die sehr aggressiven peralkalinen Schmelzen können durchaus geringe Mengen von tonigem Material im Dachbereich des Subvulkanits aufgenommen haben.

Auf Grund der unterschiedlichen SE-Spektren (Abb.50) und sonstiger Spurenelementgehalte können die Phonolithe nicht ohne weiteres aus den Alkalibasalten durch Differentiation abgeleitet werden. Dies ist nur möglich, wenn Fraktionierungsprozesse stattgefunden haben, die die mittleren SE und dabei besonders Ce bis Gd relativ abgereichert haben. Alkalimafite mit entsprechenden K_D 's für diese SE könnten dies hervorgerufen haben, zusammen mit der schon im Gange befindlichen Feldspat- und Foidauskristallisation. Eine weitere Möglichkeit ist die Assimilation und vollständige Aufschmelzung sedimentären Materials aus dem unmittelbaren Kontaktbereich eines alkalireichen Subvulkanitkörpers.

5.5 Sr-Isotopie-Untersuchungen und Herkunft der Magmen

An Aliquoten der für die RFA-Untersuchungen hergestellten Gesamtgesteinspulverpräparate wurden massenspektrometrisch die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnisse bestimmt. Die Rb/Sr Elementverhältnisse der Alkalibasalte liegen zwischen 0,033 und 0,057 (Tab.30). Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Anfangsverhältnisse für die Alkalibasalte liegen zwischen 0,70362 und 0,70385. Die Sr-Initialverhältnisse sind typische Werte für primitive Alkalibasalte aus dem oberen Mantel, wie sie in känozoischen, intrakontinentalen Riftsystemen vorkommen (vgl. z.B. CALVEZ & LIPPOLT 1980; ROCK 1976; FITTON & DUNLOP 1985 und Literatur darin).

Tab.30 Sr-Initialwerte ausgewählter Vulkanite der Asuncion-Provinz und der beiden Proben von STORMER ET AL. (1975).

Probe	Gestein	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb/Sr	Sr-Init.-Verhältn.	$\pm 2 \sigma$
C1	Ol-Nephelin.	50	1180	0,042	0,70362	$\pm 0,00003$
Tac 1	Ol-Nephelin.	62	1088	0,057	0,70367	$\pm 0,00003$
A 1	Ne-Basanit	65	1197	0,054	0,70384	$\pm 0,00004$
P 1	Ne-Basanit	36	1080	0,033	0,70385	$\pm 0,00005$
B 2b	Phonolith	166	916	0,181	0,70392	$\pm 0,00010$
STO	Basanit	--	---	---	0,7050	$\pm 0,0015$
STO	Lherzolith	--	---	---	0,7050	$\pm 0,0006$

Die Ol-Nephelinite (Tac 1, C 1) repräsentieren nach den Sr-Initialverhältnissen das primitivste Magma (Sri: $0,70362 \pm 0,00003$, bzw. $0,70367 \pm 0,00003$). Die wenig aber signifikant höher liegenden Werte für die Ne-Basanite (Sri: $0,70384 \pm 0,00004$, bzw. $0,70385 \pm 0,00005$) können folgenden Ursprung haben:

1. Inhomogener Mantel mit mindestens 2 isotopisch unterschiedlich zusammengesetzten Edukten.
2. Geringe Kontamination durch assimilierte Krustenbeimengungen.

Daß krustales Fremdmaterial aufgenommen wurde, zeigt die Petrographie mit den z.T. verglasten Xenokristallen. Diese bestehen jedoch meist aus Quarz und übersteigen modal nie 1 Vol-%. Nur unter der Annahme, daß alte (archaische), an radiogenem ^{87}Sr -angereicherte Komponenten aufgenommen wurden, ließe sich eine signifikante Erhöhung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse ableiten. Dies läßt sich aber mit den vorliegenden Daten nicht belegen.

STORMER ET AL. (1975) ermittelten an einem Basanit das einzige bisher verfügbare Sr-Initialverhältnis eines Alkalibasaltes der Asuncion-Provinz mit $0,705 \pm 0,0015$ (1-sigma Fehler). Innerhalb der Fehlergrenzen stimmt dieses Ergebnis mit unseren Werten überein. Das von STORMER ET AL. (1975) angegebene Sr-Isotopen-Anfangsverhältnis von $0,7050 \pm 0,0006$ (2-sigma Fehler) eines Lherzolitheinschlusses aus dem Basanit (gemessen an der University of Texas, U.S.A.) ist signifikant verschieden von unseren Ergebnissen. Unter der Annahme, daß die Peridotite der Asuncion-Provinz ähnliche Sr-Isotopen-Anfangsverhältnisse haben, besteht ein isotopisches Ungleichgewicht zwischen Peridotiteinschluß und umschließendem Gestein.

Die partielle Aufschmelzung der Peridotite der Asuncion-Provinz führt also aus isotopischen Gründen nicht zu dem vorliegenden alkalibasaltischen Magma. Daraus kann abgeleitet werden, daß die primitiven Alkalibasalte in isotopisch unterschiedlichen Quellen ihre Herkunft haben.

Folgende Komponenten können zur Sr-Isotopie der Alkalibasalte der Asuncionprovinz beigetragen haben:

1. Alkali-, LILE- und Volatilen-reiche, den Lherzolithlayer infiltrierende und metasomatisierende Phasen mit niedrigen Sr-Isotopen-Anfangsverhältnissen ($0,703 \pm 0,001$).
2. Erschmelzen und Aufnahme von variablen Mengen eines nun angereicherten (vgl. COMIN-CHIARAMONTI ET AL. 1986) peridotitischen oberen Erd-Mantels von spinell-lherzolithischer Zusammensetzung

mit einem eozenen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von $0,705 \pm 0,001$ (vgl. STOSCH & LUGMAIR 1986; MENZIES 1983).

3. Krustale Kontamination in sehr geringem Ausmaß.

Der Phonolith B2b (Rb/Sr Elementverhältnis von 0,181) hat ein auf den Zerfall von ^{87}Rb korrigiertes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Anfangsverhältnis von 0,7039. Dies ist ein Mantelwert eines durch krustale Beimengungen nicht beeinflussten leukokraten, phonolithischen Magmas.

Die Sr-Isotopen-Anfangsverhältnisse der Alkalibasalte und des Phonolithes sind Werte für ein nicht, oder nur sehr wenig kontaminiertes Magma aus dem oberen Erdmantel. Zusammen mit den hohen M-Werten (Tab.31) der Alkalibasalte sind diese Anzeiger für primitive Erstschnmelzen, die ihre Herkunft im oberen Mantel haben.

Tab.31 M-Werte der Alkalibasalte und Phonolithe.

Probe	A 1	C 1	L 1	Tac 1	STO	Mil	B 1	B 2b
M-Wert	61,7	65,1	67,3	65,7	62,4	64,9	4,7	13,4

Es bestehen aber signifikante isotopische Unterschiede zwischen den verschiedenen Alkalibasalten. Aus petrographischen, geochemischen und isotopischen Gründen ist ein heterogener oberer Mantel Quelle der Alkaligesteine. Der durch die Peridotiteinschlüsse und deren Bruchstücke nachgewiesene solide Bereich des oberen Mantels wurde von an Alkalien und Volatilen reichen Phasen infiltriert und partiell angeschmolzen. Beim Aufstieg der alkalibasaltischen Magmen wurden feste Bruchstücke des Peridotites mitgerissen.

Der Phonolith kann nach den isotopischen Daten aus demselben Reservoir wie die Alkalibasalte stammen, eine bedeutende krustale Kontamination konnte nicht nachgewiesen werden.

5.6 K-Ar Altersbestimmungen

Bei den datierten Vulkaniten und Subvulkaniten sind Ex- bzw. Intrusionsalter identisch. Die K-Ar Alter der TR-Präparate werden als Zeitpunkt der Platznahme und der Erstarrung der Vulkanite interpretiert. Alle für die isotopische Altersbestimmungen herangezogenen Proben sind frische und repräsentative Handstücke. Die Proben 1085-1 bis 1085-6 verdanke ich Herrn Prof. LIPPOLT. Die Gesteine sind nach den Dünnschliffuntersuchungen als sehr frisch zu bezeichnen. An exogenen und endogenen Xenolithen und Xeno-

kristallinen reiche Proben wurden vermieden. Da die Korngröße der K-Träger $< 100 \mu\text{m}$ ist, wurden Gesamtgesteinspräparate hergestellt (Korngröße 100 bis $200 \mu\text{m}$, und 200 bis $315 \mu\text{m}$), zudem wurde ein monomineralisches Amphibolpräparat (dedit J. B. PRESSER/Asuncion) aus dem Tuffit des Cerro-Lambare gemessen. In den TR-Präparaten sind die Minerale der Grundmasse und die Mikroeingspenglinge ($< 200 \mu\text{m}$) angereichert, die leukokrate Grundmasse als K-Träger ist im Schnitt mit etwa 30 Vol.% modal verteten (Abb.45). Eventuell den Ar-Haushalt störende Großkristalleinspenglinge (Olivin und Pyroxen $> 200 \mu\text{m}$) und Fremdeinschlüsse wurden weitgehend vermieden, mögliche Exzeß-Ar-Träger wie Sodalith oder Nosean (FUHRMANN & LIPPOLT 1985) wurden nicht gefunden (Sodalith ?). Hauptkaliumträger sind das im Nephelin enthaltene Kalsilitmolekül, Alkalifeldspat (Sanidin, Anorthoklas) und Glas. Untergeordnete Beiträge kommen vom Biotit, Plagioklas und Zeolith. Die Kristallisationsabfolge der Minerale der Alkalibasalte zeigt, (Abb.45), daß die Grundmasse Hauptträger der K-Komponente ist. Die Auskristallisation der Grundmasse gibt daher auch den Einsatz zum Ticken der K-Ar Uhr.

Die K-Ar Alter der Alkalibasalte der Asunción-Provinz liegen zwischen $58,4 \pm 2,2 \text{ Ma}$ (Probe 1085-4) und $38,8 \pm 2,3 \text{ Ma}$ (Probe P 1). Diese Zeitspanne gehört dem Alttertiär an, die alkalibasaltische Aktivität in der Asunción-Provinz ist sowohl für das Paleozän wie für das Eozän (Abb.51) nachgewiesen.

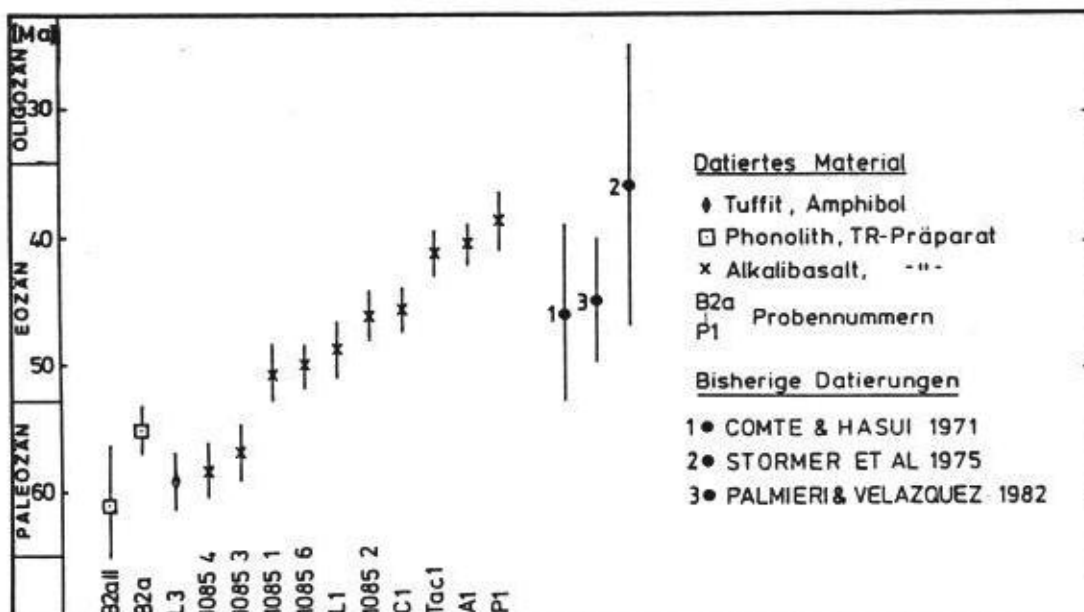


Abb.51 K-Ar-Alter der Alkalibasalte und der Phonolithe der Asunción-Provinz. Die analytischen Fehler der Alter (1σ -Fehler) sind durch vertikale Striche bei den jeweiligen Proben angezeigt. Zum Vergleich sind die bisher bekannten Altersdaten miteingetragen.

(Zeitskala nach CURRY & ODIN 1982)

Das paleozäne Ereignis ist durch 6 Datierungen belegt, wobei der Amphibol L 3 ($59,3 \pm 2,4$ Ma) aus der Tuffitlage des Cerro-Lambare entweder den Alkalibasalten 1085-4 ($58,4 \pm 2,2$ Ma) oder 1085-3 ($57,0 \pm 2,3$ Ma) oder 1085-1 ($56,7 \pm 2,3$ Ma) als Effusivstadium zuzuordnen ist, oder einer früheren magmatischen Phase des eozänen ($48,9 \pm 2,2$ Ma) Ne-Basanites des Cerro-Lambare (Probe L 1). Von Interesse ist, daß auch in den Tuffiten des Phonolithes alkalibasaltische Lapilli zu finden sind.

Die Hauptphase des Vulkanismus der Asuncion-Provinz (bzw. die Mehrzahl der untersuchten Vorkommen) fällt in das Eozän (Abb. 51). Die Proben 1085-6 ($50,2 \pm 1,9$ Ma) und L 1 ($48,9 \pm 2,2$ Ma) sind dabei die ältesten Ereignisse (Tab.32). Vom TR-Präparat L 1 wurde eine Doppelmessung durchgeführt, die zu konkordanten Altern führte.

Eine weitere vulkanische Phase ist mit den Proben 1085-2 ($46,3 \pm 2,0$ Ma) und C 1 ($45,7 \pm 1,8$ Ma) angezeigt.

Die jüngste vulkanische Aktivität ist mit 3 Vorkommen belegt. Der Ol-Nephelinit von Tacumbu bringt ein K-Ar Alter von $41,3 \pm 1,8$ Ma (Probe Tac 1), der tephritische Ne-Basanit von Puente-Remanso (Probe A 1) hat ein Alter von $40,6 \pm 1,6$ Ma und der Ne-Basanit vom Cerro-Patino bei Aregua (Probe P 1) hat ein Alter von $38,8 \pm 2,3$ Ma. Dieses Vorkommen ist zugleich das am weitesten nordöstlich gelegene Vorkommen und liegt in unmittelbarer Nähe zu der nach NE folgenden Hochscholle der Ypacarai-Senke (Abb.42).

Tab.32 K-Ar-Alter von TR-Präparaten und einem Amphibolpräparat (L 3) der Vulkanite der Asuncion-Provinz.

Probe	K(%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}/\text{g}$ (ccm StP)	Luft-Ar(%)	Alter(Ma) \pm 1 σ
A 1	1,16	$0,1850 \times 10^{-5}$	26,3	$40,6 \pm 1,6$
C 1	1,58	$0,2843 \times 10^{-5}$	23,2	$45,7 \pm 1,8$
L 1	1,09	$0,2091 \times 10^{-5}$	32,7	$48,9 \pm 2,2$
L 1-II	1,09	$0,1884 \times 10^{-5}$	25,9	$48,9 \pm 2,0$
P 1	0,86	$0,1313 \times 10^{-5}$	43,2	$38,8 \pm 2,3$
Tac 1	1,50	$0,2434 \times 10^{-5}$	30,9	$41,3 \pm 1,8$
B 2a	4,97	$0,1085 \times 10^{-5}$	20,7	$55,3 \pm 2,1$
B 2a-II	1,42	$0,3428 \times 10^{-5}$	41,1	$60,9 \pm 4,4$
L 3	1,97	$0,4613 \times 10^{-5}$	29,1	$59,3 \pm 2,4$
10-85-1	1,28	$0,2865 \times 10^{-5}$	26,2	$56,7 \pm 2,3$
10-85-2	1,26	$0,2294 \times 10^{-5}$	32,7	$46,3 \pm 2,0$
10-85-3	0,83	$0,1865 \times 10^{-5}$	22,0	$57,0 \pm 2,3$
10-85-4	1,30	$0,2997 \times 10^{-5}$	18,0	$58,4 \pm 2,2$
10-85-6	1,09	$0,2156 \times 10^{-5}$	14,7	$50,2 \pm 1,9$

Die K-Ar Alter des Phonolithes vom Cerro-Confuso sind nicht eindeutig. Zwar überlappen sich die K-Ar TR-Alter innerhalb ihrer 1- σ Fehler ($55,3 \pm 2,1$ Ma für die K-reichere Probe B2a, $60,9 \pm 4,4$ Ma für die K-ärmere Probe B2a-II), jedoch kann die Altersdiskrepanz von 5 Ma auch ein Hinweis auf Störungen im Ar-System sein. Vorerst wird die Platznahme des Phonolithes als zeitgleich mit den ersten alkalibasaltischen Ereignissen der Asuncion-Provinz angesehen (Abb.51). Die Mehrzahl der datierten Alkalibasaltvorkommen ist jedoch jünger. Von den beiden K-Ar-Altern wird das jüngere Alter (55 Ma) des K-reicheren Präparates (5 % K) bevorzugt, da hier eventuelle $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ -Anteile einen wesentlich geringeren Einfluß auf das Gesamtalter haben als bei der Probe mit nur 1,4 % K.

Ein ähnlicher Sachverhalt bezüglich der Altersstellung der Alkalibasalte und der Phonolithe konnte von LIPPOLT ET AL. (1975) in der alttertiären Vulkanitprovinz des NE-Obererrheingrabens festgestellt werden. Dabei hat der Phonolith der Rückersbacher Schlucht - zusammen mit weiteren Alkaligesteinen - ein K-AR Alter von 5 Ma, erst im Eozän folgte die eigentliche alkalibasaltische Suite mit Altern von 52 bis 38 Ma (vgl. auch LIPPOLT ET AL. 1974; LIPPOLT ET AL. 1976).

Eine positive Korrelation zwischen K-Ar Alter der TR-Präparate und K-Gehalt oder Korngröße der Tr-Präparate oder Gesteine besteht nicht. Ebenso wenig kann ein Hinweis auf eine systematische Änderung des Chemismus der Alkalibasalte mit ab- bzw. zunehmendem Alter gefunden werden. Auch ein systematischer Einfluß von Fremdkristalleinschlüssen konnte nicht erkannt werden.

Lediglich die Stellung der Basalte in Raum und Zeit läßt eine Verlagerung des alkalibasaltischen Vulkanismus in östliche Richtung anklingen.

Für die Asuncionprovinz wird postuliert, daß Rifting und Vulkanismus miteinander verknüpft sind. Als Auslöser der tektonischen Vorgänge wird eine regionale Aufdomung des oberen Mantels am W-Rand des brasilianischen Schildes angenommen. Diese Mantelaufwölbung führte aus Isostasiegründen zu Krustenverdünnung und Zerrungstektonik im Alttertiär. Krustenverdünnung und Zerrungstektonik induzierten die Riftingprozesse (DEGRAFF 1985). Dies schuf dann die Aufstiegsbahnen für die Vulkanite. Ob die Anlage und Eintiefung des perikratonischen Chacobeckens damit in Zusammenhang steht und inwieweit orogene Vorgänge in den Anden, etwa die inkaische Phase und damit wiederum verknüpfte plattentektonische Vorgänge mit den Riftingprozessen und dem Alkalibasaltvulkanismus in Zusammenhang stehen, ist weiteren Untersuchungen vorbehalten.

5.7 Geologische und petrologische Entwicklung der Alkalibasalte und geotektonisches Modell

Alkalibasalte aus der Asunción-Gegend (Tacumbú) sind seit den ersten Beschreibungen von MILCH (1895, 1905) bekannt. In den vorhergehenden Kapiteln und in diesem Abschnitt wird erstmals eine systematische Gesamtbeschreibung der hiermit eingeführten vulkanischen Asunción-Alkali-Provinz gegeben.

Die Alkalibasalte und Phonolithe der Asunción-Alkali-Provinz durchschlagen als Gänge, Lagergänge und Subintrusivkörper (Schlotfüllungen) mesozoische Rotsedimente oder lagern diesen als Deckenreste auf. Subintrusivbrekzien und Tuffe/Tuffite sind die explosiven Begleiter der vulkanischen Aktivität. Die Knüpfung des Vulkanismus an das vorherrschende Störungssystem ist augenscheinlich (NW- und NNE-Streichen der Gänge).

Die Alkalibasalte haben serialporphyrische bis hyaloporphyrische Struktur. Als Einsprenglingsphasen treten Fo-reicher Olivin, Cr-, Fe- und Na-reicher Klinopyroxen ("Grünkernpyroxene" als Anzeiger einer frühen, "high-p"-Mineralentwicklung) mit Ti-Augitrand und Cr-Spinell mit Magnetitsaum (Aufröstung der Cr-Spinell-Xenokristalle im alkalibasaltischen Magma) auf. Die Paragenese der Alkalibasalte ist: Olivin, Magnetit, Ti-Augit, diopsidischer Augit, Aegirinaugit, Nephelin, Plagioklas, Alkalifeldspat, Analcim?, Glas und Zeolith, etwas Amphibol, Biotit ist z.T. charakteristischer Übergemengteil. Nach Modus und Norm sind die Gesteine als Ol-Nephelinite (Ankaratrite) und Ne-Basanite, z. T. glasführend, zu klassifizieren. Charakteristische Fremdbestandteile sind Peridotitknollen (spinellführende Lherzolithe) und partiell assimilierte Fremdkristalle (Feldspat, Quarz). Die Phonolithe sind an Mafiten verarmt, Aegirinaugit gedeiht hier in einer Matrix aus Foid und Alkalifeldspat.

Alkalibasalte und Phonolithe bilden eine Na-betonte, an SiO_2 stark untersättigte Assoziation der Atlantischen Sippe NIGGLI's. Geochemisch als Ankaratrite klassifiziert, zeigen die gleichbleibenden CaO-Gehalte der Alkalibasalte, daß Schmelze und cpx-Auskristallisation im Gleichgewicht waren. Die Absaigerung der Mafiteinsprenglinge macht sich in mit MgO stetig abnehmenden Cr- und Ni-Werten bemerkbar. Sr wird über die Plagioklaskristallisation kontrolliert und verhält sich als Element auf Grund der in der Tiefe weitgehend unterdrückten Plagioklaskristallisation inkompatibel. In der finalen Phase der Magmenkristallisation kommen stark Na-betonte Mineralphasen zur Auskristallisation, die Aegirinaugitsäume und die Zeolithe belegen dies.

Nach den SE-Gehalten und deren annähernd parallel verlaufenden chondritnormierten SE-Spektren kann für die Alkalibasalte ein geringer Aufschmelzungsgrad des Mutterperidotits und Mafitenfraktionierung beim Aufstieg, bei der Probe A1 auch erfolgte Plagioklasauskristallisation, abgeleitet werden.

Für die Phonolithspektren könnten Fraktionierungsprozesse von besonders die mittleren SE-einbauenden Mineralphasen verantwortlich gemacht werden, für die am weitesten differenzierte Probe B1 gilt schon erfolgte Feldspat- und Foidauskristallisation. Die Rolle einer möglichen Tonschieferassimilation aus dem Dachbereich der Phonolithkammer kann nach den SE-Daten nicht ausgeschlossen werden.

Die Generierung der Alkalibasalte (und Phonolithe ?) kann durch einen 2-stufigen Prozess im oberen Mantel erklärt werden:

1. Im tieferen oberen Mantel (Granatperidotitlayer ?) werden Alkali-, SE- und LILE-reiche, an Volatilen angereicherte Phasen generiert, die den hangenden Spinell-Lherzolith-Layer infiltrieren (vgl. COMIN CHIARAMONTI ET AL. 1986).
2. Geringe Aufschmelzungsgrade des nun angereicherten oberen Mantels führen zu Ol-nephelinitischen und Ne-basanitischen Magmen. Bei dem rapiden Magmenaufstieg werden frische Bruchstücke des isotopisch nicht mit den ONB-Magmen im Gleichgewicht stehenden Spinell-Lherzolith-Layers mitgerissen.

Fraktionierung der Mafitengroßkristalle beim Aufstieg, Auskristallisation von Na-reichen Endkristallisaten und die autohydrothermale Durchgasung sind oberflächennahe Differentiationsprozesse, ebenso wie die sehr geringe, aber mikroskopisch signifikante Fremdkristallassimilierung.

Die Sr-Initialwerte der Alkalibasalte sind Anzeiger für eine Herkunft der Gesteine aus dem oberen Mantel, allerdings bestehen signifikante Unterschiede zwischen den Ol-Nepheliniten und den Ne-Basaniten und dem Peridotit. Isotopisches Ungleichgewicht im oberen Mantel und auch geringe Kontamination durch assimilierte krustale Beimengungen können zu diesen Isotopieunterschieden führen. Der Phonolith kann nach den Sr-Initialwerten ohne weiteres aus den Ne-Basaniten abgeleitet werden.

Nach den bei STORMER ET AL. (1975) angegebenen Mineraldaten kann eine Bildungstiefe von 45 bis 76 km angenommen werden, bei p-T-Bedingungen von 1100 °C/15 kbar resp. 950 °C/23 kbar.

Die Vulkanite der Asunción-Provinz ex- bzw. intrudierten im spä-

ten Paleozän und während des gesamten Eozäns (K-Ar-TR-Alter). Bemerkenswert ist die Altersgleichheit des Phonolithes und dreier Alkalibasalte aus einem ersten magmatischen Puls (55 bis 60 Ma). Für den Lambaré Ne-Basanit besteht eine signifikante Altersdifferenz zwischen dem TR-Alter (48,9 Ma) und dem K-Ar-Alter eines Amphibols aus dem unmittelbaren Tuffmantel. Eventuell kennzeichnet dieser eine erste vulkanische Aktivität überhaupt. Das jüngste Alter zeigte die am weitesten im NE gelegene Probe P1 mit 38,9 Ma).

Der Vulkanismus der Asunción-Provinz ist Begleiter alttertiärer Riftingprozesse innerhalb des SW-Randbereiches des alten südamerikanischen Schildes. Die Asunción-Provinz markiert den Abbruch des brasilianischen Schildes zum perikratonischen Chacobecken im W und SW (BITSCHENE ET AL. 1985). Bemerkenswert ist die Zeitgleichheit mit der inkaischen Phase der andinen Orogenese und mit ähnlicher magmatischer Aktivität im NE von Brasilien (SIAL 1976 ff.) und auf den Südatlantikinseln (CORDANI 1970).

Die Asunción-Vulkanit-Provinz gehört zu einem weltumspannenden Puls alttertiären Vulkanismus (vergl. z. B. Oberrheingraben, Eifel) als Vorläufer, Begleiter und Nachfolger intrakontinentaler Kratonrand-naher Riftingprozesse.

5.8 Tertiärer Magmatismus in Ostparaguay im Vergleich mit weiteren Vorkommen in Südamerika und im Südatlantik

Anorogener Intraplattenvulkanismus ist während des Tertiärs eine weltweite Erscheinung. Innerhalb von Südamerika und dem angrenzenden Südatlantik ist dieser vorwiegend alkalibasaltische magmatische Puls in drei Regionen (Abb.52) beispielhaft dokumentiert (sicherlich gibt es noch mehr Vorkommen, so z.B. in Chile, STERN ET AL. 1985):

- in Ostparaguay, innerhalb der Asunción-Provinz (BITSCHENE ET AL. 1985).
- im NE Brasiliens, in der Rio-Grande/Paranaíba-Provinz (SIAL ET AL 1976; SCHOBENHAUS ET AL. 1984).
- in den Südatlantikinseln, z.B. Fdo.-de-Noronha (CORDANI 1970; GUNN & WATKINS 1976; SCHWAB & BLOCH 1986).

Die genannten tertiären Vulkanitprovinzen anorogenen Ursprungs haben sehr ähnliche petrographische und geochemische Charakteristika. Na-betonte, an SiO₂ untersättigte Alkalibasalte und asso-

ziierte Phonolithe und entwickeltere Magmatite sind diesen Provinzen gemeinsam, ebenso wie die Peridotitknollenführung und die Herkunft der Magmen aus dem oberen Mantel.

Die brasilianischen und paraguayischen Vulkanitvorkommen sind an randnahe Bruchzonen des alten südamerikanischen Schildes gebunden. Die Vulkanite durchschlagen mesozoische Rotsedimente, die in grabenähnlichen Systemen akkumulierten. Tertiärer Vulkanismus und Riftingprozesse sind hier assoziiert, Ort des Geschehens ist die Schwächezone, wo der kratonische Schildbereich zum perikratonischen Plattformbereich (Chaco Becken, NE-brasilianischer Schelf/Kontinentalabhang) abbricht. Dieser Vulkanismus ist dabei nicht Ausdruck eines subkrustalen und sublithosphärischen Hot Spots, der eine Linie von Vulkaniten durch die darübergleitende kontinentale Kruste schießt, sondern eher auf eine großräumliche Aufwölbung des konvektierenden (dynamischen) oberen Mantels unter krustaler Überdeckung zu deuten. Dieses nicht an stationäre subozeanische oder subkontinentale Hot Spots (fixistisch) gebundene Modell knüpft an das z. B. an den Vulkaniten der Cameroon-Linie aufgezeigte magmatische und tektonische Geschehen (FITTON & DUNLOP 1985).

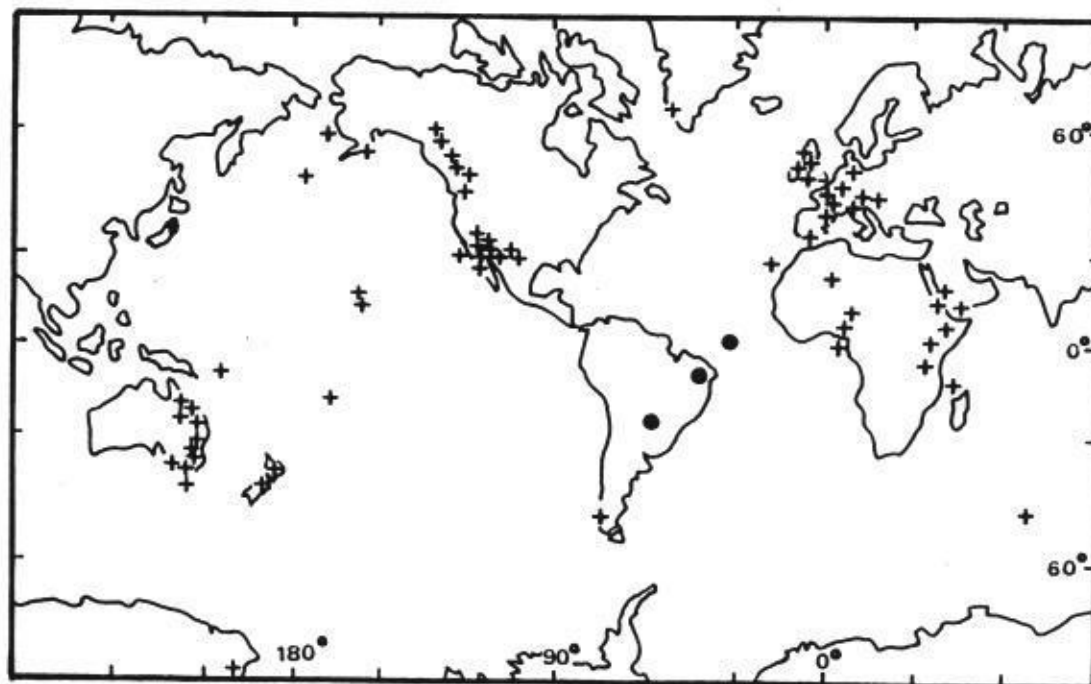


Abb.52 Die Lage känozoischer, anorogener Vulkanit-Provinzen (+) welche Erdmantel-Xenolithe führen nach MENZIES (1983). Neu eingetragen (ausgefüllte Kreise) sind die Vorkommen der Rio-Grande/Paranaíba-Provinz in NE-Brasilien (SIAL 1976 ff.) und der Asunción-Provinz (BITSCHENE ET AL. 1985). Das Vorkommen von Fdo.-do-Noronha (Südatlantik) ist ebenfalls hervorgehoben.

6 Zusammenfassung der Ergebnisse und Folgerungen

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit dem jungphanerozoischen anorogenen Magmatismus in Ostparaguay und mit seinen geologischen Rahmenbedingungen.

Die hier vorgestellten feldgeologischen, petrographischen, geochemischen, isotopischen und geochronologischen Untersuchungen haben zur Aufstellung der jungmesozoischen Guairá-Paraguarí-Alkali-Provinz (BITSCHENE ET AL. 1986 b, c; 1987) und der alttertiären, vulkanischen Asunción-Alkali-Provinz (BITSCHENE ET AL. 1985) geführt.

Der jungmesozoische, anorogene Magmatismus am W-Rand des Paranábeckens in Ostparaguay innerhalb der Guairá-Paraguarí-Alkali-Provinz (GPAP) wurde am Beispiel des Alkali-Subintrusiv-Komplexes der Cordillera-del-Ybytyruzú (C.-del-Y.) und der zu Vergleichszwecken bearbeiteten Aufschlüsse bei Pto.-Pdte.-Stroessner, Agua-Rica bei Caaguazú, Agua-Pety-Porton und am Cerro-Santo-Tomas bei Paraguarí untersucht. Die alttertiäre Asunción-Alkali-Provinz (AAP) wurde an Hand von zwölf Aufschlüssen aus der Umgebung von Asunción bearbeitet.

Ergänzende Untersuchungen (BITSCHENE & LIPPOLT 1984a, c; 1986a) befaßten sich mit den sauren Magmatiten des Brasiliano-Zyklus in Ostparaguay.

Ein begleitendes Ergebnis dieser Arbeit ist die Erfassung der die Geologie von Ostparaguay betreffenden Literatur sowie der maßgeblichen Werke über Stratigraphie und Vulkanismus des Paranábeckens.

Nicht zuletzt ist diese Arbeit das Resultat der Initiative zur erstmaligen geowissenschaftlichen Zusammenarbeit auf Universitätsebene zwischen der Bundesrepublik Deutschland (Laboratorium für Geochronologie (Leitung: Prof. H. J. LIPPOLT) der Universität Heidelberg) und der Republik Paraguay (Instituto de Ciencias Básicas (Leitung: Prof. N. GONZALEZ ROMERO) der Universidad Nacional de Asunción). Die Initiative zu dieser Arbeit, die Durchführung der Geländearbeit in Paraguay und die Vorstellung der Ergebnisse aus den analytischen Arbeiten haben zu einer Ausweitung der geowissenschaftlichen Zusammenarbeit zwischen deutschen und paraguayischen Institutionen beigetragen.

6.1 Zusammenfassung der Ergebnisse

6.1.1 Geologie und Stratigraphie der Cordillera-del-Ybytyruzú

Die C.-del-Y. besteht aus liegenden Rotsedimenten und hangenden Basalten sowie intrusiven bis effusiven K-betonten Alkalimagmatiten. Am Rande und innerhalb der C.-del-Y. sind Ringstrukturen zu erkennen, welche K-betonte Alkalimagmatite aufweisen. Alkaliganggesteine durchschlagen zahlreich am Rande und innerhalb der C.-del-Y. die Rotsedimente und Basalte. Biotitführende Tufflagen, schlotähnliche Durchbrüche und magmatische Brekzien belegen die ehemals explosive vulkanische Aktivität in der C.-del-Y.. Insgesamt ist die C.-del-Y. als Alkali-Subintrusiv-Komplex anzusprechen, welcher heute in seinem Dachbereich angeschnitten vorliegt.

Das Gebiet der heutigen C.-del-Y. war im ausgehenden Perm (Trias ?) ein Flachwasserbereich. Während des Mesozoikums (Trias, Jura, Kreide) herrschten zunehmend festländische Sedimentationsbedingungen vor. Die jüngere geologische Geschichte der C.-del-Y. (Jura - Kreide) ist durch den anorogenen Magmatismus des Paranábeckens geprägt (Abb.53, 54).

Die stratigraphische Zuordnung der Gesteine und die Einteilung in Gruppen und Formationen richtet sich nach dem lithostratigraphischen Gliederungsschema des IPT-Berichtes (1981) für die Gesteine des zentral-westlichen Paranábeckens. Gruppen- und Formationsnamen der hier benutzten stratigraphischen Gliederung richten sich nach den Vorgaben bei HARRINGTON (1950), PUTZER (1962) und DIAZ DE VIVAR & MORINIGO (1968). Die Guazú-Gruppe (entspricht der São-Bento-Gruppe Brasiliens) wurde neu eingeführt.

Die ältesten aufgeschlossenen Gesteine sind die Rotsedimente der permischen Independencia-Gruppe. Diese ist in die liegende Pañetey-Formation und in die hangende Ybytyruzú-Formation unterteilt. Über diesen Sedimenten lagern die Gesteine der Guazú-Gruppe. Diese ist in die Sandsteine der Misiones-Formation (Trias (?) bis Kreide) und in die Basalte und K-betonten Magmatite der Alto-Paraná-Formation (Jura bis Kreide) untergliedert.

Die ältesten Sedimente (Pañetey-Formation) sind Ablagerungen eines kontinentalen, regressiven Flachwasserbereiches (Lagune, großer See ?). Als Stillwassersedimente werden tonige bis feinsiltige Sedimente gedeutet. Verkieselte Oolithe deuten auf Strandablagerungen in bewegtem Wasser hin. In hangenden gröberklastischen Rotsedimenten (Ybytyruzú-Formation) spiegelt sich der transgressive kontinentale Einfluß wider. Die sandigen bis arko-

sigen Sedimente sind Ablagerungen eines progradierenden Deltas.

In die Rotsedimente der Independencia-Gruppe haben sich dann die Sandsteinstränge der Salto-Fazies (Misiones-Formation) eingeschnitten und überdecken diese. Diese Rinnenfüllsande werden von feinkörnigen, roten Sandsteinen der Misiones-Formation überlagert. Insgesamt spiegeln die Sedimente der Misiones-Formation den kontinentalen Charakter und den Übergang vom aquatischen zum äolischen, ariden Milieu (Botucatu-Wüste) wider. Die magmatischen Gesteine (Alto-Paraná-Formation) lassen sich in die volumenmäßig weitaus überwiegenden Basalte und in K-betonte Alkalimagmatite unterteilen. Dabei intrudieren die K-betonten Alkalimagmatite die liegenden Basalte der C.-del-Y..

Besonderheiten sind die zum Hangenden hin aufgewölbten verkieselten Oolithlagen der Pañetey-Formation. Oberflächennah intrudierte Basaltlagergänge waren Auslöser der Kompensationstektonik. Auch die Entstehung der Säulensandsteine kann ebenfalls auf magmatische Einschübe zurückgeführt werden. Fossiles Harz (Tapyta) und Bruchstücke einer reichhaltigen fossilen Flora stammen ebenso wie die autochthone Bivalvierfauna aus der Ybytyruzú-Formation. Den Rotsedimenten der Independencia-Formation wurde von HERBST (1972 ff.) ein oberpermisches Alter zugeordnet.

6.1.2 Der Magmatismus der Guairá-Paraguarí-Alkali-Provinz

6.1.2.1 Die basaltischen Gesteine

Alle hier bearbeiteten Basalte (Alto-Paraná-Formation der Guazú-Gruppe) stammen vom W-Rand des Paranábeckens in Ostparaguay und gehören nach ihrer geographischen Lage und stratigraphischen Zuordnung zu den Paraná-Basalten (Serra-Geral-Basalte des Paranábeckens). Es wurden Basalte der Kernbohrung bei Pto.-Pdte.-Stroessner, aus dem Steinbruch bei Agua-Rica und aus der C.-del-Y. bearbeitet.

Die basaltischen Gesteine sind als Lagergänge und Gänge in die Rotsedimente eingedrungen. In den hangenden Lagen der C.-del-Y. treten porphyrische Alkalibasalte und Basaltmandelsteine auf (mindestens drei Lagen auf der S-Seite der C.-del-Y.).

6.1.2.1.1 Petrographie

Die Basalte haben porphyrische, ophitische und hyaloophitische Struktur. Neben den Hauptbestandteilen Plagioklas, Augit, Pigeonit, Olivin, Opakmineralen, Apatit und Glas (vgl. BELLIENI ET AL. 1986) treten besonders in alkalireichen Basalten granophyrische Verwachsungen von Alkalifeldspat mit Quarz und Biotit/Amphibol-sprossung (nur im Diabas von Caaguazú) auf. Eine petrographische Besonderheit sind die strahlsteinartig ausgebildeten Basalte. Sie zeigen ein extremes Längenwachstum der Pyroxene und werden als kontaktmetamorph beeinflusste Basalte/Diabase aus dem Grenzbereich zu K-betonen Alkalimagmatiten angesprochen.

6.1.2.1.2 Geochemie

Geochemisch (R1/R2-Diagramm nach DELAROCHE ET AL. 1980) sind die Basalte als Tholeiite, Olivinbasalte, Andesibasalte, Latiandesite und Latite klassifiziert. Sie können - entsprechend der von BELLIENI ET AL. (1983 ff.) und FODOR ET AL. (1983 ff.) eingeführten Untergliederung der Paranásbasalte nach dem Ti-Gehalt - in LTi-Basalte ($< 2 \% \text{TiO}_2$), MTi-Basalte ($2 - 3 \% \text{TiO}_2$) und HTi-Basalte ($> 3 \% \text{TiO}_2$) eingeteilt werden. HTi- und MTi-Basalte können als HPT-Basalte und LTi- auch als LPT-Basalte (vgl. MANTOVANI ET AL. 1985) zusammengefaßt werden.

Bei allen basaltischen Gesteinen ist die Olivin- und Pyroxen- (und Magnetit-?) Fraktionierung ein gemeinsamer Magmenentwicklungsprozess. Hohe Cu- (und Zn-?) Gehalte der Basalte können auf sekundäre Überprägung zurückgeführt werden, welche nach den Feldbeobachtungen von hydrothermalen Vererzungen (Pto.-Pdte.-Stroessner; tiefes Stockwerk, tiefer als 150 m) oder von Alkalimagmatiten (C.-del-Y.; oberflächennahes, hohes Stockwerk) ausging und auch eine Hämatitisierung mitbrachte.

Die LPT-Basalte haben geringe Gehalte an den LIL-Elementen und ein nur wenig fraktioniertes SE-Spektrum ($(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{CN}}: 1,7$). Nach den SE-Spektren zu urteilen, können die HPT-Basalte nicht aus den LPT-Basalten abgeleitet werden. HPT-Basalte kommen sowohl in der C.-del-Y. als auch in der Bohrung bei Pto.-Pdte.-Stroessner im Hangenden der LTi-Basalte vor. Sie haben gegenüber den LPT-Basalten höhere LIL-Element-Gehalte und ein stärker fraktioniertes SE-Spektrum ($(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{CN}}: 3,5 - 4,9$). Nach ihren SE-Spektren zu urteilen, können die Basalte der C.-del-Y. (Tholeiite bis Latite der HPT-Serien) durch gravitative Kristallisationsdifferentiation aus einem tholeiitischen Ursprungsmagma abgeleitet werden.

6.1.2.1.3 Sr-Isotopie

Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Anfangsverhältnisse der HPT-Basalte liegen zwischen 0,7059 und 0,7061 und können nicht auf signifikante Kontamination durch saure Krustengesteine zurückgeführt werden. Die hohen Sr-Initialverhältnisse sind ein Charakteristikum der HPT-Basalte des westlichen Paranábeckens und sind Anzeiger für die Herkunft der Gesteine aus dem oberen Erdmantelbereich der kontinentalen Lithosphäre. Nur innerhalb der kontinentalen Lithosphäre können unterschiedliche Rb/Sr-Verhältnisse lange genug bestehen, um die hohen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Anfangsverhältnisse zu generieren (vgl. HAWKESWORTH ET AL. 1983; MANTOVANI ET AL. 1985).

6.1.2.1.4 K-Ar-Altersbestimmungen

Nach ihren K-Ar-Mineral- und Gesamtgesteinsaltern sind die Basalte an der Wende O-Jura/U-Kreide aufgedrungen (136 - 121 Ma). Geologisch lange Zeit andauernde Abkühlungsvorgänge bzw. thermale Überprägung werden für Gesteine mit K-Ar-Altern zwischen 120 und 108 Ma angenommen. Diese Beeinflussung wird auf Alkalimagmatite zurückgeführt.

6.1.2.1.5 Petrogenese

Die hier bearbeiteten Basalte von der W-Seite des Paranábeckens können als Produkte von Teilschmelzen - ohne signifikante Kontamination durch saure Krustengesteine - eines geochemisch und isotopisch heterogenen oberen Erdmantels interpretiert werden. Über geologisch lange Zeit besaß dieser Bereich der kontinentalen Lithosphäre Rb/Sr-Verhältnisse, welche die hohen Sr-Isotopieverhältnisse generieren konnten.

Mafiten- und auch Plagioklasabsaigerung sind Differentiationsprozesse der Basalte. Jedoch können die HPT-Basalte nicht aus den LTi-Basalten abgeleitet werden. Die Basalte der C.-del-Y. hingegen können aus einem tholeiitischen HPT-Magma durch gravitative Kristallisationsdifferentiation abgeleitet werden.

6.1.2.2 Die K-betonten Alkalimagmatite

Die Spanne der Ausbildungen der K-betonten Alkaligesteine reicht von Intrusiv- über Subeffusiv- zu Effusivgesteinen. Die Intru-

siva durchschlagen als Stöcke (Vulkanwurzeln?) die hangende Sedi-
mentdecke (bei Agua-Pety-Porton, Mbocayaty, Cerro-KM-23) und auch
ältere Basalte (innerhalb der C.-del-Y.). Die stockförmigen Sub-
intrusivkörper sind in ihrem zentralen Teil engscharig geklüftet
und zerschert, hier drangen Alkaliganggesteine (Subeffusiva)
auf.

6.1.2.2.1 Petrographie

Die Tiefengesteine sind foidführende Syenite, Syenodiorite und -
Gabbros, Lusitanite, Essexite, Foidsyenite, Malignite, Lujavrite
und Shonkinite. Ihre Paragenese ist Olivin, diopsidischer Augit,
Ti-Augit, Aegirinaugit, Magnetit, Amphibol (Katophorit, Barkevi-
kit), Biotit (bis Phlogopit), akzessorische Minerale (Apatit,
Titanit, Zirkon und nicht näher identifizierte Schwerminerale),
Plagioklas, Alkalifeldspat, Sodalith, Nephelin, Zeolith und se-
kundäre Minerale wie Serpentin, Chlorit (?), Talk (?), Smectit,
Cancrinit, Fe-Hydroxide und -Oxide, Karbonat. Besondere petrogra-
phische Merkmale der Tiefengesteine sind die Verdrängung des Pla-
gioklases durch Alkalifeldspat (wenn Plagioklas vorhanden), die
Aegirinaugitanwachssäume um die (diopsidischen) Ti-Augite, die
Desintegration von Klinopyroxengroßkristallen, die Biotitumman-
telung der Magnetite, der Zerfall eines primären Na-Foids zu
einem Gemenge aus Na-Foid, Alkalifeldspat und Zeolith (Hydrone-
phelin- bzw. Pseudoleuzitproblematik).

Aus dem mikroskopischen Befund ist zu schließen, daß einer pri-
mären Mafitenauskrystallisation eine stark K-betonte Haupt-
krystallisationsphase und eine subsequente Na-betonte Krystalli-
sationsphase folgten. Dabei kommt es zu den geschilderten Ver-
drängungserscheinungen. Die beobachtete Paragenese ist nicht das
Resultat einer Krystallisationsabfolge von mafischen zu felsi-
schen Mineralen aus einem mit den Krystallisaten in geochemischen
Gleichgewicht befindlichen, homogenen Magma, sondern ist das Re-
sultat der Mischung von mindestens zwei Substraten: Einem mafi-
schen und einem K-betonten, felsischem Substrat.

Die vulkanischen Gesteine sind lamproitische Trachyte und Phono-
lithe, Melaphonolithe, Latite, Tephrite, Basanite und Alkalilam-
prophyre (Glimmermonchiquite). Klinopyroxen- und Biotitgroßkris-
talle sind die charakteristischen Einsprenglinge. Die Matrix ist
holokristallin bis hylokristallin ausgebildet. Typischer Überge-
mengteil ist Titanit, während Olivin fast völlig fehlt. Die bei
den Tiefengesteinen auftretenden Verdrängungserscheinungen sind
geringer ausgeprägt, gleichwohl aber vorhanden.

In den K-betonten Alkalimagmatiten treten rundliche, dunkle und

helle Xenolithe auf. Es sind Glimmerpyroxenite, Syenogabbros, Syenodiorite und Basalte. Sie haben alle eine alkalimetasomatische (K-betonte) Überprägung erfahren, teilweise auch eine Karbonatisierung.

Eine Besonderheit sind bei den Alkaliganggesteinen Ocelli, bestehend aus Karbonat, Zeolith und Alkalifeldspat. Karbonatbutzen bis 20 cm-Durchmesser treten besonders in lamproitischen Phonolithen auf.

6.1.2.2.2 Geochemie

Geochemisch sind die Alkalimagmatite durch ihre hohen K_2O -Gehalte (bis 9,3 Gew-%) bei gleichzeitig hohen M-Werten (bis $M = 66$) gekennzeichnet. Ein weiteres Charakteristikum sind sehr hohe LIL-Element-Gehalte (bis 4000 ppm Ba z. B.) und ein stark fraktioniertes SE-Spektrum (bis $(Ce/Yb)_{CN} = 62$). Bis auf eine Probe (53, Latit) sind alle Gesteine frei von normativem Quarz.

Die Variationsdiagramme der Haupt- und Spurenelemente zeigen keinen einfachen Differentiationstrend an. Fraktionierung von Olivin und Cr-haltigen Mineralen ist undeutlich zu erkennen. Erst bei MgO-Gehalten $< 3\%$ ist Magnetit- (und Biotit-?) Fraktionierung angezeigt. Ebenso ist eine Zunahme der Konzentration der inkompatiblen Elemente Zr, Nb ab $MgO < 3\%$ zu konstatieren. Die Zr/Nb-Verhältnisse bleiben annähernd gleich und sind ein Hinweis auf die gemeinsame Herkunft der inkompatiblen Elemente aus einem Magmenbestandteil. Lediglich zu niedrigen MgO-Werten hin zeigt sich eine leichte relative Zunahme des Zr gegen das Nb, Zr verhält sich inkompatibler.

Cu und Co sind mit MgO positiv korreliert. Sie markieren die kontinuierliche Entfernung einer diese Elemente beherbergenden Phase (Erz).

Die chondritnormierten SE-Spektren belegen, daß die K-betonten Alkalimagmatite keiner einfachen Differentiationsreihe entstammen können. Zusammen mit den Fe_{tot}/MgO -Verhältnissen zeigen die SE-Spektren ebenfalls deutlich, daß die K-betonten Alkalimagmatite und die Paranábasalte nicht aus einem gemeinsamen Ausgangsmagma stammen können, sondern verschiedene Herkunft und Entwicklung haben. Die starke Anreicherung der LSE gegen die SSE deutet auf eine geringgradige Aufschmelzung eines (angenommenen) peridotitischen Ausgangsmaterials hin. Geringe SSE-Gehalte und deren geringe Fraktionierung lassen auf ein die SSE zurückhaltendes Residuum schließen, z. B. ein Granatperidotit. Solche Gesteine sind aus

dem N von Ostparaguay bekannt (HAGGARTY & MARIANO 1983).

Die insgesamt sehr unterschiedlichen LSE/SSE-Verhältnisse ($(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{cn}}$: 24 bis 62) lassen sich durch Magmenmischung (oder auch Metasomatose?) erklären. Ein mögliches Teilmagma mit hohen und stark fraktionierten SE-Gehalten stellen tephritisch-basanitische Magmen (Probe XY) bzw. deren shonkinitisch-malignitischen Tiefengesteinsäquivalente (Probe 25) dar. Ein weiteres Teilmagma mit geringeren und weniger stark fraktionierten SE-Gehalten sind alkalimetasomatisch veränderte Essexite (Probe S 2). Trachytische bis phonolithische bzw. syenitische, leukokrate Schmelzen (Probe C) stellen ein weiteres, möglicherweise nach gravitativer Kristallisationsdifferentiation im Dachbereich einer Magmenkammer entstandenes Teilmagma dar. Mafitenfraktionierung und kontaminierende Phasen (z. B. Karbonat, krustale Bestandteile?) und autometasomatische Überprägung sind ein weiterer, die Entwicklung der K-betonten Alkalimagmatite beeinflussender Faktor (Proben 154, 13 b).

6.1.2.2.3 Sr-Isotopie

Auch nach ihren Sr-Isotopenanfangsverhältnissen (0,7069 bis 0,7077) entstammen die K-betonten Alkalimagmatite keinem einheitlichen Magmenreservoir und können auch nicht aus den HPT-Basalten des Paranábeckens bzw. deren Ausgangsgestein abgeleitet werden. Zur Zeit der Platznahme (U-Kreide) lagen schon isolierte und isotopisch mehr oder minder homogenisierte Magmenbereiche vor. So haben die Gesteine von der südlichen Ringstruktur (Proben 25, Sta.-Ha f) Sr_i -Werte von 0,7069, die Gesteine aus der NW-Ringstruktur (Proben 13 b, 17 c, XY) haben Sr_i -Werte zwischen 0,7073 und 0,7077, eine kontaminierende Karbonatphase hat $\text{Sr}_i = 0,7079$. Die Tiefengesteine von Mbocayaty und Agua-Pety-Porton (Proben Mb 3 und A 1) haben Sr_i -Werte von 0,7072. Das Vorkommen am Cerro-Santo-Tomas zeigt, daß auch isotopisch sehr unterschiedliche Alkalimagmatite nebeneinander vorkommen (Probe S 2 mit $\text{Sr}_i = 0,7077$ und Probe S 1 gr mit $\text{Sr}_i = 0,7072$).

Die hohen Sr_i -Werte können nicht auf signifikante Kontamination durch saure Krustengesteine zurückgeführt werden. Sie liegen aber auch nicht in dem für einfache Mantelabkömmlinge geforderten Bereich ($\text{Sr}_i < 0,706$). Eine Möglichkeit zur Erklärung der hohen Sr-Isotopenanfangsverhältnisse bietet ein geochemisch und isotopisch heterogener kontinentaler Lithosphärenbereich (oberer Mantel, untere Kruste?), welcher über geologisch lange Zeit aus hohen und unterschiedlichen Rb/Sr-Verhältnissen die hohen und unterschiedlichen Sr-Isotopenanfangsverhältnisse generieren konnte.

Verschiedene, geringe Aufschmelgrade dieses (metasomatisch veränderten oder primitiven, d. h. vorher noch nicht partiell aufgeschmolzenen) Lithosphärenbereiches können dann die alkalireichen Schmelzen mit ihrer heterogenen Isotopie generieren.

Das mögliche Muttergestein der K-betonten Alkalimagmatite sollte also K-reich sein, eine die SSE zurückhaltende Phase besitzen, sowohl an kompatiblen wie an inkompatiblen Elementen reiche Erstmelzen und Wasser (und CO_2) als transportierendes Agens liefern können. Ein solches Ausgangsgestein stellen die als Xenolithe auftretenden Glimmerpyroxenite (Kummulate ?) dar und auch die granatführenden Peridotite aus dem N von Ostparaguay.

6.1.2.2.4 K-Ar-Altersbestimmungen

Nach den K-Ar-Mineralaltern von Biotiten (124 bis 132 Ma) drangen die K-betonten Alkalimagmatite der Guairá-Paraguarí-Provinz in der U-Kreide auf. Die K-Ar-Alter sind innerhalb ihrer 1 σ -Fehler konkordant. Ein aus einem Alkalituff bzw. dessen lagergangähnlichem Äquivalent gewonnenes Biotitpräparat datiert die umgebenden Salto-Sandsteine als U-Kreide. Eine regionale weite Verbreitung des Tuffes (Tuffites) kann angenommen werden (s. Legende der geol. Karte von Ostparaguay der T.A.C.) und bietet hiermit einen lithologisch und geochronologisch erfaßbaren Leithorizont für die stratigraphische Gliederung Ostparaguays.

Sehr K-arme Pyroxene sind Exzess $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ -Träger. Jüngere K-Ar-Alter (116 und 123 Ma) K-reicherer Pyroxene werden auf K-haltige Interpositionen (Zeolith, Alkalifeldspat) zurückgeführt und auch als echte Mineralabkühlungsalter interpretiert. Sie koinzidieren mit einem K-Ar Alter eines Alkalifeldspat/Foid-Präparates (115 Ma). Folgende geologische Interpretationsmöglichkeiten bieten sich an:

1. Zeitpunkt einer hydrothermalen Überprägung.
2. Zeitpunkt der regionalen Abkühlung des C.-del-Y.-Komplexes unter die Schließungstemperatur der Minerale Alkalifeldspat, Foid, Zeolith und Pyroxen(?) für Ar.

6.1.2.2.5 Petrogenese

Die K-betonten Alkalimagmatite Ostparaguays sind nicht die durch gravitative Kristallisationsdifferentiation entstandenen Produkte aus einem Ursprungsmagma, sondern sind das Produkt von Magmenmischung (mafische und felsische Substrate), K-metasomatischer

Überprägung und Mafitenabsaigerung und krustaler (?) Kontamination.

Die Herkunft der K-betonten Schmelzen fordert ein K-reiches und ein die SSE-zurückhaltendes Ausgangsgestein. Ein mögliches Ausgangsgestein sind glimmer- und granatführende Peridotite. Die geringgradige Teilschmelzung eines geochemisch und isotopisch inhomogenen kontinentalen Lithosphärenbereiches (oberer Erdmantel, untere Kruste ?) kann die K-reichen Magmatite hervorbringen. Dieser Bereich muß aber dann schon geologisch lange Zeit entsprechend hohe und unterschiedliche Rb/Sr-Verhältnisse besessen haben, um die hohen und unterschiedlichen Sr-Isotopenanfängsverhältnisse generieren zu können.

Eine zweite Möglichkeit ist, daß alkalireiche und an den volatilen und inkompatiblen Elementen angereicherte Schmelzen mit hohen Sr-Isotopenanfängsverhältnissen einen kontinentalen Lithosphärenbereich infiltrierten und dieser nach geringgradiger Aufschmelzung die K-reichen Magmen generierte. Ein Hinweis auf solche extreme Schmelzen liegt in den Karbonatiten des nördlichen Ostparaguays und auch in den Ocelli und Karbonateinschlüssen der Alkalilamprophyre und -Ganggesteine der GPAP.

6.1.2.3 Geotektonisches Modell für die Platznahme der Magmatite der Guairá-Paraguarí-Alkali-Provinz

Alle in dieser Arbeit bearbeiteten Vorkommen von K-betonten Alkalimagmatiten liegen - zusammen mit weiteren Vorkommen - innerhalb einer E-W-streichenden, grabenartigen Zone (Abb.53) und bilden eine jungmesozoische Alkalimagmatit-Provinz, die Guairá-Paraguarí-Provinz (BITSCHENE ET AL. 1986 b, c; 1987).

Die Platznahme der Alkalimagmatite und der Basalte in dieser Zone ermöglichten tiefreichende Störungen, die mit intrakontinentalen Riftingprozessen im Zuge der Öffnung des Südatlantiks und der damit verbundenen Restrukturierung des alten brasilianischen Schildes verbunden sind (ALMEIDA 1983, DRUECKER & GAY 1985, MARIANO & DRUECKER 1985; DEGRAFF 1985; BITSCHENE & LIPPOLT 1984 b; BITSCHENE ET AL. 1986 b, c; 1987). Die Idee mesozoischer, subkontinentaler "Hot Spots", welche sich als Alkalikomplexe durch die krustale Überdeckung in und um das Paranábecken durchpausen und dort eine Spur von systematisch jünger werdenden Alkalikomplexen hinterlassen (HERZ 1977), kann nicht gestützt werden.

6.1.3 Die vulkanische Asunción-Alkali-Provinz

Am W-Abbruch des ostparaguayischen Subkratons (W-Teil des brasilianischen Schildes) zum Chacobecken hin durchschlagen Alkalibasalte und Phonolithe als Gänge, Lagergänge und Subeffusivkörper flach liegende mesozoische (?) Rotsedimente oder lagern diesen als Deckenüberreste auf. Pyroklastika sind explosive Begleiter der vulkanischen Aktivität (Abb.53).

Die Alkalibasalte sind Ne-Basanite und Ol-Nephelinite und beinhalten als Fremdbestandteile spinellführende Lherzolithe und sehr untergeordnet teilassimierte Fremdkristalle (Quarz, Feldspat). Die Paragenese der Alkalibasalte ist Fo-reicher Olivin, Spinell (Picotit, Magnetit), Klinopyroxen (Ti-, Cr-, Na- und Fe-Pyroxene), Biotit, Amphibol, Apatit, Nephelin, Plagioklas, Alkalifeldspat, Zeolith, Glas und sekundäre Fe-Oxide und -Hydroxide sowie grüne Schichtgitterminerale. Die Phonolithe sind an den Mafiten verarmt, Aegirinaugit gedeiht hier in einer Matrix von Na-Foid, Alkalifeldspat und alkalireichem Glas.

Geochemisch sind die Alkalibasalte als Ankaratrite klassifiziert und bilden eine an SiO_2 untersättigte, Na-betonte Assoziation der "Atlantischen Sippe" NIGGLI's. Olivin-, Cr-Pyroxen- und Cr-Spinell-Absaigerung kontrollieren die Magmendifferentiation.

Nach den $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Anfangsverhältnissen entstammen Alkalibasalte (SR_i : 0,7036 - 0,7039), Phonolith (Sr_i : 0,7039) und Peridotit (Sr_i : 0,7050; STORMER ET AL. 1975) einem isotopisch heterogenem oberen Erdmantel. Nach den stark fraktionierten SE-Spektren ($(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{cn}}$: 20 bis 24), der Sr-Isotopie und der Petrographie (vgl. COMIN-CHIARAMONTI ET AL. 1986) zu urteilen, kann die Generierung der Alkalibasalte in einem 2-Stufen-Modell erklärt werden:

1. Im tieferen oberen Erdmantel werden Alkali-, LIL-Element- und SE-reiche, an den Volatilen angereicherte fluide Phasen generiert, welche den hangenden Bereich (Spinell-Lherzolith-Lage ?) infiltrieren (Mantel-Metasomatose).
2. Geringe partielle Aufschmelzung (< 5%) des nun angereicherten, geochemisch und isotopisch heterogenen oberen Erdmantels generieren die alkalibasaltischen Magmen.

Nach den K-Ar-Altersdaten (60 - 38 Ma) drangen die Vulkanite im Alttertiär auf. Eine Korrelation von K-Ar-Alter und K-Gehalt der Vulkanite oder Korngröße der Präparate liegt nicht vor. Eine räumlich-zeitliche Verlagerung der vulkanischen Aktivität nach NE ist diskutierbar.

Die Platznahme der Vulkanite orientiert sich an NW-, N - S- und NE-streichenden Störungen, welche auf reaktivierte intrakontinentale Riftingprozesse zurückgeführt werden können (DEGRAFF 1985, BITSCHENE ET AL. 1985). Die einzelnen Vulkanitvorkommen zeichnen jedoch nicht die Spur eines subkontinentalen Hot-Spots nach.

Die hiermit erstmals als Einheit beschriebene vulkanische Asunción-Alkali-Provinz gehört zu einem weltumspannenden Puls tertiären, anorogenen, alkalibasaltischen Vulkanismus (z. B. in NE-Brasilien, S-Atlantikinselfn, ostafrikanisches Grabensystem, Oberrheingraben, Eifel) und ist zeitlich Vorläufer, Begleiter und Nachläufer der inkaischen Phase der andinen Orogenese.

6.2 Das geologische und geotektonische Panorama am W-Rand des Paranábeckens in Ostparaguay im Jungphanerozoikum

6.2.1 Die geologische Entwicklung vom Perm bis in die Kreide

Nach der Ablagerung glazialer und postglazialer Sedimente (Cerro Corá-, bzw. Cnel.-Oviedo, bzw. Tubarão-Gruppe) im Permokarbon kam es im westlichen Paranábecken ab dem späten Perm zur Ablagerung von Rotsedimenten (Independencia-Gruppe). Der Sedimentationsraum im zentralen Ostparaguay war ein regressiver, mariner (?) Flachwasserbereich (Pañetey-Formation), welcher von den gröberklastischen Rot-Sedimenten (Ybytyruzú-Formation) einer vorrückenden Deltafront (Terezina-Prodelta) transgressiv überlagert wurde.

Die festländischen Ablagerungsbedingungen dauerten bis in die Kreide an (Botucatu-Wüste). Jedoch wurden die Sedimente nicht mehr in ein sich vertiefendes Becken geschüttet, sondern es kam zu Umlagerungen und Aufarbeitungen unter aquatischen (Salto-Fazies) und äolischen, ariden Bedingungen (Feinsandsteine der Misiones-Formation s. s.).

Mit dem Aufbruch des Südatlantiks und dem verstärkten Aufdringen basaltischer Magmen an der Wende Jura/Kreide kam es auch am W-Rand des Paranábeckens zum Erliegen der kontinentalen Red-Bed-Sedimentation. Anorogener, basischer Magmatismus und intrakontinentale Riftingprozesse beherrschten nun das geologische Geschehen.

6.2.2 Der Jura-Kreide Magmatismus

Der basische, anorogene Magmatismus in Ostparaguay macht sich dabei in zwei völlig verschiedenen Pulsen bemerkbar:

- in einem volumenmäßig weitaus dominierenden basaltischen Puls
- und in einem auf bestimmte Zonen (Provinzen) beschränkten K-betonten alkalimagmatischen Puls.

Die basaltischen Gesteine gehören zu den Paranásbasalten (Serra-Geral-Basalte). Mindestens zwei verschiedene Typen konnten unterschieden werden:

1. LTi-Basalte bzw. LPT-Basalte
2. MTi- und HTi-Basalte bzw. HPT-Basalte

Diese beiden Basalttypen können nicht durch einfache Kristallisationsdifferentiation aus einem gemeinsamen Ursprungsmagma entstanden sein. Sie haben ihren Ursprung in einem geochemisch und isotopisch heterogen zusammengesetzten oberen Erdmantel und drängen ohne signifikante Kontamination durch saure Krustengesteine an der Wende Jura/Kreide auf tiefreichenden Störungen auf.

Das Aufreißen dieser Störungen und das Aufdringen der Basalte ist auf intrakontinentale Riftingprozesse im Zusammenhang mit der Öffnung des Proto-Süd-Atlantik zurückzuführen.

Älteste Basalte sind die geochemisch primitiven LTi-Tholeiite, die stratigraphisch jüngsten Basalte sind alkalireiche MTi- und HTi-Basalte. Es wird angenommen, daß im zentralen Ostparaguay die vermutete laterale Gliederung des Paranásbeckens in eine LTi-Basaltprovinz im S und eine HTi-Basaltprovinz im N (BELLIENI ET AL. 1983 ff.) als vertikale Abfolge aufgeschlossen ist. Demnach beginnt die Entwicklung der Basalte im Paranásbecken mit LTi-Basalten im S bzw. im Liegenden und schließt mit MTi- und HTi-Basalten im N bzw. im Hangenden ab.

Der zweite, volumenmäßig weit untergeordnete Puls mesozoischer magmatischer Aktivität in Ostparaguay manifestiert sich in den K-betonten Alkalimagmatiten, z. B. in der Guairá-Paraguarí-Provinz.

Die Herkunft dieser Gesteine kann nicht durch Differentiationsprozesse aus den Paranásbasalten abgeleitet werden. Verschiedengradige, geringe partielle Aufschmelzung eines glimmerführenden und granatführenden Peridotits können K-reiche tephritisch-basanitischen Magmen generieren. Ein weiterer Magmenbestandteil der K-betonten Alkalimagmatite sind essexitisch-gabbroide Magmen, welche ebenfalls durch partielle Schmelzung eines Mantelperidotits entstehen können. Die Vermischung und metasomatische Überprägung dieser Teilmagmen und Mafitenfraktionierung (und -Akkumulation) haben dann die Vielfalt der beobachteten Gesteine geschaffen.

Die K-betonten Alkalimagmatite der Guairá-Paraguarí-Alkali-Provinz drangen während der U-Kreide nach der Platznahme der ersten LTi-Basalte auf. Auch MTi- und HTi-Basalte sind älter oder gleichalt als die die K-betonten Alkalimagmatite und werden zumindest in der C.-del-Y. durch die Alkalimagmatite beeinflusst.

Die Platznahme der K-betonten Alkalimagmatite kann ebenfalls auf intrakontinentale Riftingprozesse im Zusammenhang mit der Öffnung des Südatlantiks zurückgeführt werden. Die Annahme von HERZ (1977), daß kretazische subkontinentale Hot-Spots Ursache der Alkalikomplexe in und um das Paranábecken sind, kann mit den nun vorliegenden Daten vom W-Rand des Paranábeckens nicht gestützt werden.

Dem Nachlassen magmatischer Aktivität in der O-Kreide folgte im Innern des Paranábeckens Absenkung und Sandsteinablagerung (Caiuá- bzw. Baurú- bzw. Acaray-Sandsteine).

6.2.3 Die Entwicklung im Tertiär

Mit Beginn des Tertiärs kam es in Ostparaguay in der Asunción-Vulkanit-Provinz zu einem Aufleben tektonischer und anorogener, magmatischer Aktivität. Ort des Geschehens ist der W-Rand des ostparaguayischen Subkratons (Teil des brasilianischen Schildes) am Abbruch zum perikratonischen Chacobecken hin.

Die Na-betonten Alkalibasalte und Phonolithe der Asunción-Vulkanit-Provinz gehören einem von den mesozoischen Magmen völlig verschiedenen magmatischen Puls anorogenen Magmatismus an.

Die Vulkanite entstammen einem geochemisch und isotopisch heterogenen oberen Erdmantel. Als Genesemodell wird angenommen, daß Alkali- und Volatilen-reiche Phasen aus einem tieferen Bereich des Ob^oberenrdmantels eine hangenden Spinell-Lherzolith-Lage infiltriert haben und dieser nun metasomatisch veränderte Bereich dann partiell aufgeschmolzen wurde und die Alkalibasalte generierte. Mafitenfraktionierung und unterdrückte Plagioklasauskristallisation sind die Hauptdifferentiationsprozesse der alkalibasaltischen Magmen.

Die Platznahme der Asunción-Vulkanite im Alttertiär fällt zeitlich mit der inkaischen Phase der Anden-Orogenese und ihrer vorausgehenden und nachfolgenden Ruhephasen zusammen. Jedoch gehören die Vulkanite zum anorogenen, intrakratonischen Magmatismus. Ihre Platznahme ist gleichfalls auf - wiederaufgelebte - intra- und perikratonische Riftingprozesse zurückzuführen.

Mächtige Ablagerungen des Tertiärs fehlen in weiten Teilen Ostparaguays. Lediglich am Rand des ostparaguayischen Subkratons zum Chacobecken hin finden sich Reste känozoischer Red-Bed-Ablagerungen. Ein bis heute ungeklärtes Kapitel ist die zeitliche Zuordnung der die tertiären Vulkanite umgebenden Sedimente und pyroklastischen Gesteine.

6.2:4 Die Entwicklung im Quartär

Die quartäre Geschichte Ostparaguays hat besonders in der Ypacaraí-Senke und im Übergangsbereich zum Chaco hin ihre lithologischen und faunistischen Spuren hinterlassen. Mächtige quartäre Sedimente überlagern in der Ypacaraí-Senke den alten kristallinen Untergrund.

Altquartäre Sedimente aus der Umgebung von Asunción liefern eine reichhaltige Säugetierfauna und werden von grobklastischen (Fluß?) Sedimenten transgressiv überlagert. Rezente seismische Aktivität, so z. B. im April 1982, die in menschlichen Zeiträumen (etwa 250 Jahre) überlieferte Verlandung der Ypacaraí-Senke, die fast völlige Entblösung der nach W vorgelagerten Mittelgebirge im zentralen Ostparaguay von Verwitterungsschutt und tiefreichenden Böden und die rezent zu beobachtenden steilen Hänge und Böschungen und tief einschneidende Bäche und Rinnsale (zur Regenzeit reißende Bäche) sind Anzeiger einer - vorerst nur geologisch zu vermutenden, aber geophysikalisch noch nicht nachgewiesenen - jüngeren, quartären Heraushebung des Ostparaguayischen Subkratons am W-Rand des Paranábeckens.

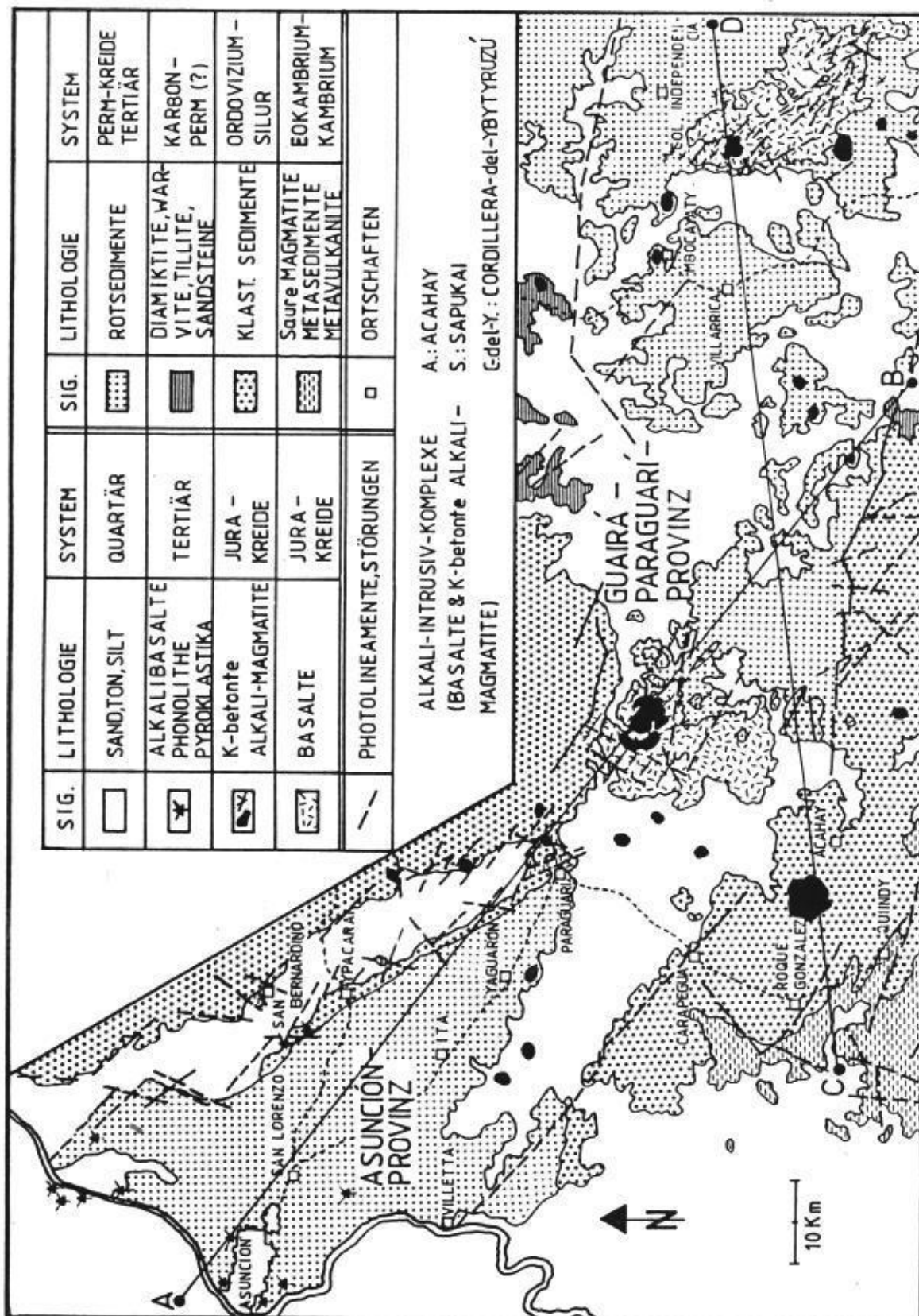


Abb.53 Geologische Übersichtskarte (Zeichnung: K. STADLER, LfG) des zentralen Ostparaguay nach den Vorlagen bei BERTONI (1912), HARRINGTON (1950, 1972), ECKEL (1959), PUTZER (1962), TAC (1981) und eigenen Feldforschungen (1982 - 1984). Die Linien A ●● B und C ●● D kennzeichnen die Lage der geologischen Schnitte (Abb.54).

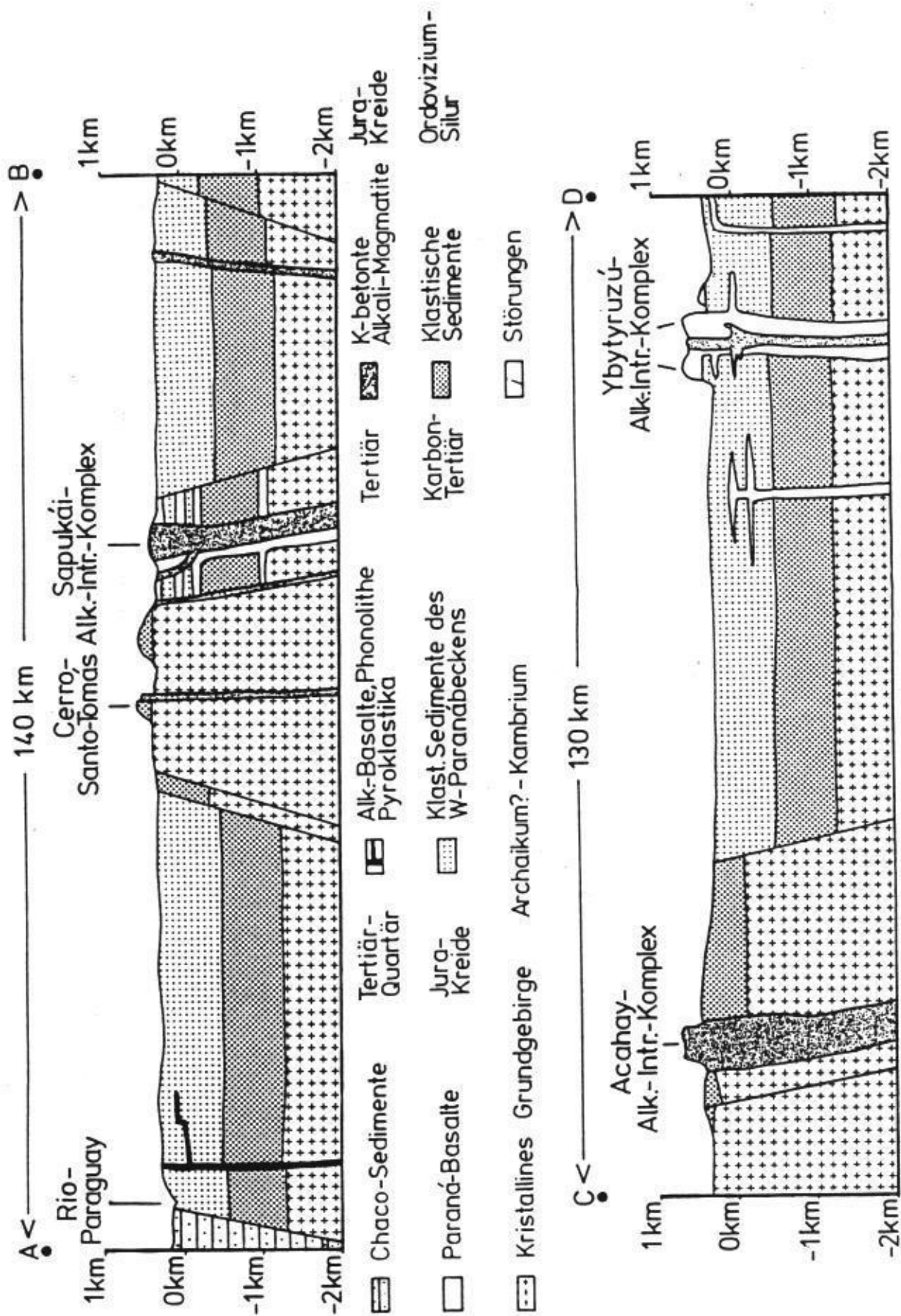


Abb.54 Schematische geologische Schnitte (quartäre Überdeckung weggelassen) durch das zentrale Ostparaguay (s. Abb.53).

LITERATURVERZEICHNIS

Außer der im Text zitierten Literatur wurden noch etwa 10 weitere Arbeiten aufgenommen, die zum Verständnis der Geologie von Paraguay beitragen.

- ABBEY, S. (1983): Studies in "standard samples" of silicate rocks and minerals 1969 - 1982.- Geol. Surv. Can., 83-15: 1 - 114
- AHREND, L. H. (1965): Distribution of the elements in our planet.- 410 p; New York (Springer Verlag)
- ALGARTE, J. P. (1972): A influencia dos arcamientos cratonicos no condicionamento das alcalinas nos estados de Sao Paulo e Parana.- An. XXVI Congr. Bras. Geol., 1: 65 - 69
- ALLEGRE, C. J., HART, S. R. & MINSTER, J. F. (1983): Chemical structure and evolution of the mantle and continents determined by inversion of Nd and Sr isotopic data. Part I: Theoretical models.- Earth Planet. Sci. Lett., 66: 177 - 190
- ALMEIDA, F. F. M. DE (1969): Diferenciacao tectonica da plataforma brasileira.- An. XXIII Congr. Bras. Geol., 1: 29 - 46
- ALMEIDA, F. F. M. DE (1971): Condicionamento tectonico do magmatismo alcalino mesozoico do sul do Brasil e do Paraguai Oriental.- An. Acad. Bras. Cienc., 43: 835 - 836
- ALMEIDA, F. F. M. DE (1978): Chronotectonic Boundaries for Precambrian Time Division in South America.- An. Acad. Bras. Cienc., 50 (4): 527 - 535
- ALMEIDA, F. F. M. DE (1983): Relacoes tectonicas das rochas alcalinas mesozoicas da regio meridional da plataforma Sul-Americana.- Rev. Bras. Geoc., 13: 139 - 158
- ALMEIDA, F. F. M. DE & BORN, H. (1975): Geologia, recursos minerales. Cuenca del Plata, Republica del Paraguay.- Org. Estad. Amer., (OEA, Proyecto Aquidaban): p 16-28 ; Washington (ms)
- ALMEIDA, F. F. M. DE, HASUI, Y. & BRITO NEVES, B. B. DE (1976): The Upper Precambrian of South America.- Bol. Inst. Geocienc., USP, 7: 45 - 80
- ALMEIDA, F. F. M. DE, HASUI, Y., BRITO NEVES, B. B. DE & FUCHS, R. A. (1981): Brazilian Structural Provinces: An Introduction.- Earth Sci. Rev., 17: 1 - 29
- ALMEIDA, F. F. M. DE & HASUI, Y. (1984): O precambriano do Brasil.- 378 p, Sao Paulo (Blücher)
- AMARAL, G., CORDANI, U. G., KAWASHITA, K. & REYNOLDS, J. H. (1966): Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil.- Geochim. Cosmochim. Acta, 30: 159 - 189
- AMARAL, G., BUSHEE, J., CORDANI, U. G., KAWASHITA, K., & REYNOLDS, J. H. (1967): Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil.- Geochim. Cosmochim. Acta, 31: 117 - 142

- ARETZ, J. (1986): Der jurassische Kalkalkali-Magmatismus des großen Kaukasus.- 187 p; Gießen (Diss.)
- ARRIBAS, A. & LATORRE, C. O. (1982): El origen de la disyuncion columnar en areniscas. Caso de las cuarciarenitas de Aregua (Republica del Paraguay).- *Tecniterrae*, VIII, 48: 7 - 18
- ASMUS, H. E. & BAISCH, P. R. (1983): Geological evolution of the Brazilian continental margin.- *Episodes*, 4: 3 - 9
- ASMUS, H. E. (1982): Geotectonic significance of Mesozoic-Cenozoic magmatic rocks in the Brazilian Continental margin and adjoining emerged area.- *Act. V. Congr. Lat. -Amer. Geol.*, 3: 761 - 779
- AUTORENKOLLEKTIV (ed: HARTIG, R.) (1974): Analytikum.- 550 p; Leipzig (Interdruck)
- AZARA, F. DE (1790): Geografia fisica y esferica de las provincias del Paraguay y misiones guaranies.- (Reedit.) *An. Mus. Nac.*, tomo 1, secc. Hist. Fil., 478 p; Montevideo (1904)
- BAKER, C. L. (1923): The lava fields of the Parana Basin, South America.- *J. Geol.*, 31/1: 66 - 79
- BAILEY, D. K. (1974): Continental rifting and alkaline magmatism.- in: SORENSEN, H. (ed).- *The Alkaline Rocks*, p 148 - 159; London
- BALDIS, B. A. & HANSEN, H. (1980): Trilobites Dalmanitidos de Paraguay Oriental.- *Act. 1er Congr. Paleont. Lat.-Amer.*: 49 - 64
- BEDER, R. (1923): Sobre un hallazgo de fossiles permicos en Villarrica (Republica del Paraguay).- *Bol. Acad. Nac. Cienc.*, 27: 9 - 12
- BELLIENI, G., BROTZU, P., COMIN CHIARAMONTI, P., ERNESTO, M., MELFI, A. J. PACA, I. G., PICIRILLO, E. M. & STOLFA, D. (1983): Petrological and paleomagnetic data on the Plateau basalts to rhyolite sequences of the southern Parana basin (Brazil).- *An. Acad. Bras. Cienc.*, 55: 355 - 383
- BELLIENI, G., COMIN CHIARAMONTI, P., MARQUES, L. S., MELFI, A. J., PICIRILLO, E. M., NARDY, A. J. R. & ROISENBERG, A. (1984): High- and low-TiO₂ flood basalts from the Parana plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantel origin.- *N. Jb. Miner. Abh.*, 150: 273 - 306
- BELLIENI, G. COMIN CHIARAMONTI, P., MARQUES, L. S., MELFI, A. J., PICIRILLO, E. M. & STOLFA, D. (1984): Low-Pressure Evolution of Basalt Sills from Bore-Holes in the Parana Basin, Brazil.- *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 33: 25 - 47
- BELLIENI, G, BROTZU, P., COMIN CHIARAMONTI, P., ERNESTO, M., MELFI, A., PACCA, I. G. & PICIRILLO, E. M. (1984): Flood Basalt to Rhyolite Suites in the Southern Parana Plateau (Brazil): Paleomagnetism, Petrogenesis and Geodynamoc Implications.- *J. Petrol.*, 25: 579 - 618
- BELLIENI, G., COMIN CHIARAMONTI, P., MARQUES, L. S., MARTINEZ, L. A., MELFI, A. J., NARDY, A. J. R., PICCIRILLO, E. M. & STOL-

- FA, D. (1986): Continental flood basalts from the central-western regions of the Parana plateau (Paraguay and Argentina): petrology and petrologic aspects.- N. Jb. Miner. Abh., 154: 111 - 139
- BERBERT, C. O. & TRIGUIS, J. A. (1973): Carbonatito de Pedro Juan Caballero, Paraguai.- Res. XXVI Congr. Bras. Geol., 1: 77 - 78
- BERBERT, C. O., SVISERO, D. P., SIAL, A. N. & MEYER, H. O. A. (1981): Upper mantle material in the Brazilian shield.- Earth Sci. Rev. 17: 109 - 133
- BERTINI, E. P. C. (1978): Introduction to X-ray Spectrometric Analysis.- 485 p; New York, London (Plenum Press)
- BERTONI, M. S. (1912): Descripcion Fisica y Economica del Paraguay, Mapa del Paraguay Oriental 1:1200000; Asuncion
- BERTONI, M. S. (1921): Datos preliminares sobre la geologia del Paraguay y breve resena agrologica de este pais.- Rev. Soc. Cient. Parag., I, 2: 17 - 24
- BERTONI, A. W. DE (1939): Informe sobre rocas conchilianas de Villeta.- Rev. Soc. Cient. Par., 4/4: p 61
- BIGARELLA, J. J. & COMTE, D. (1969): O grupo Caacupe e sua importancia na paleogeografia do Siluriano Sul-Americano.- Bol. Soc. Bras. Geol., 18, 1: 31 - 37
- BISCHOFF, G. & SCHÖNENBERG, R. (1956): Über das Einwandern des basischen Magmas in ortho- und parageosynklinale Räume (Paranabecken, Lahn-Dill-Trog).-N. Jb. Geol. Pal., Mh.: 497 - 505
- BITSCHENE, P. R. (1982): Outline on the tectonic features of the " Cordillera del Ybytyruzu", E of Villarrica.- Prim. Simp. Rec. Nat. Paraguay, 1 p; Asuncion (ms)
- BITSCHENE, P. R. & LIPPOLT, H. J. (1984 a): O magmatismo acido do ciclo brasileiro no Paraguai Oriental (Arco de Assuncao).- XXXIII Congr. Bras. Geol., Res.: p 258
- BITSCHENE, P. R. & LIPPOLT, H. J. (1984 b): Geologie der Cordillera del Ybytyruzu in Ostparaguay - Ein mesozoischer Alkali-Intrusiv-Komplex am Westrand des Paranabeckens.- 9. Geowiss. Lat.-Amer. Koll., Marburg, Tag.-Heft: 33 - 34
- BITSCHENE, P. R. & LIPPOLT, H. J. (1984 c): Die Stellung der sauren Magmatite im südlichen und zentralen Ostparaguay.- 9. Geowiss. Lat.-Amer. Koll., Marburg, Tag.-Heft: 35 - 36
- BITSCHENE, P. R., LIPPOLT, H. J. & ARETZ, J. (1985): Tertiärer Vulkanismus in Ostparaguay (Asuncion-Provinz) und Rifting-Prozesse am Westrand der südamerikanischen Plattform.- Fortschr. Miner., 63/1: p 26
- BITSCHENE, P. R. & LIPPOLT, H. J. (1986 a): Acid Magmatites of the Brasiliano Cycle in East Paraguay.- Zbl. Geol. Paläont. Teil I (1985), 9/10: 1457 - 1468
- BITSCHENE, P. R., LIPPOLT, H. J. & STROH, A. (1986 b): Jungmesozoischer, K-betonter Magmatismus in Ostparaguay (Guaira-Paraguari-Provinz) und Riftingprozesse innerhalb der südamerika-

- nischen Plattform.- Fortschr. Miner., 64/1: p 19
- BITSCHENE, P. R., LIPPOLT, H. J. & EMMERMANN, R. (1986 c): Die mesozoischen, anorogenen Basalte und Alkaligesteine der Guaira-Paraguari-Provinz in Ostparaguay.- Berliner geowiss. Abh., Sonderband: 65 - 66; Berlin (10. Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium)
- BITSCHENE, P. R., LIPPOLT, H. J. & EMMERMANN, R. (1987): Late Phanerozoic alkaline-provinces in Eastern Paraguay - Geochemical, isotopic, geochronological and geotectonic constraints.- Terra cognita, 7 (2-3): p 276
- BJORNBERG, A. J. S., GANDOLFI, N. & PARAGUASSU, A. B. (1964): Ocorencia de prismas hexagonais de arenito em Sao Carlos, SP (Formacion Botucatu).- Bol. Soc. Bras. Geol., 13, 1/2: 61 -66
- BOETTNER, R. (1947): Estudio geologico desde Puerto Fonciere hasta Toldo-Cue.- Rev. Fac. Quim. Farm. Univ. Nac. Paraguay, 6/7: 9 - 14
- BOYNTON, W. V. (1984): Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies.- in: HENDERSON, P. (ed): Rare earth element geochemistry: p 63 - 114; Amsterdam
- BURKE, K. C. & DEWEY, J. F. (1973): Plume-generated triple junctions: Key indicators in applying plate tectonics to old rocks.- Journ. Geol., 81: 406 - 433
- BURKE, K. C. & WILSON, J. T. (1976): Hot spots on the earth's surface.- in: WILSON, J. T. (ed): Continents adrift and continents aground: 58 - 69; San Francisco, Freeman
- BUSHEE, J. (1974): Potassium - Argon Ages of Some Alkaline Rocks from Southern Brazil.- 145 p; University of California, Berkeley (Diss.)
- CAHEN, L.; SNELLING, N. J.; DELHAL, J., VAIL, J. R. (1984): The geochronology and evolution of Africa.- 512 p; Oxford (Clarendon Press)
- CALVEZ, J.-Y. & LIPPOLT, H. J. (1977): Sr-Isotopen-Untersuchungen an vulkanischen Gesteinen des Oberrheingraben-Gebiets.- Fortschr. Miner., 55/1: 22 - 23
- CALVEZ, J.-Y. & LIPPOLT, H. J. (1980): Strontium Isotope Constraints to the Rhine Graben Volcanism.- N. Jb. Miner. Abh., 139/1: 59 - 81
- CARNIER, K. (1911a): Reisen in Mato Grosso und Paraguay.- Mitt. Geogr. Ges., 61: 18 - 44
- CARNIER, K. (1911b): Paraguay. Versuch zu einer morphologischen Betrachtung seiner Landschaftsformen.- Mitt. Geogr. Ges., 29: 1 - 50
- CARNIER, K. (1911c): Über das Alter fossiler Hölzer aus dem Randgebiet der Sierra von Villa Rica in Paraguay.- Mitt. geogr. Ges., 6: 430 - 431
- CARNIER, K. (1913): Einige Bemerkungen über die isolierten Gebirge im Tiefland des Paraguay.- Mitt. Geogr. Ges., 8: 7 - 32

- CLOOS, H. (1947): Gespräch mit der Erde.- 410 p; München (Piper & Co)
- COMIN-CHIARAMONTI, P., GOMES, C. B., PICIRILLO, E. M. & RIVALENTI, G. (1983): High TiO₂ basaltic dykes in the coastline of Sao Paulo and Rio de Janeiro States (Brazil).- N. Jb. Min. Abh., 146: 133 - 150
- COMIN-CHIARAMONTI, P., DEMARCHI, G., GIRARDI, V. A. V., PRINCIVALLE, F., RIVALENTI, G. & SINIGOI, S. (1984): Estudo preliminar sobre a petrologia e mineralogia de xenolitos derivados do manto no Brasil e no Paraguai.- XXXIII Congr. Bras. Geol., Res.: 238 - 239
- COMIN-CHIARAMONTI, P., DEMARCHI, G., GIRARDI, V. A. V., PRINCIVALLE, F. & SINIGOI, S. (1986): Evidence of mantle metasomatism and heterogeneity from peridotite inclusions of northeastern Brazil and Paraguay.- Earth Planet. Sci. Lett., 77: 203 - 217
- COMPSTON, W., MC DOUGALL, I. & HEIER, K. S. (1967): Geochemical comparison of the mesozoic basaltic rocks of Antarctica, South Africa, South America and Tasmania.- Geochim. Cosmochim. Act., 32: 129 - 149
- COMTE, D. & HASUI, Y. (1971): Geochronology of Eastern Paraguay by the Potassium - Argon Method.- Rev. Bras. Geoc., 1: 33 - 43
- CONRADI, S. (1935): Informe sobre los trabajos geologicos realizados en el viaje a Pedro Juan Caballero.- 18 p; Asuncion (ms)
- CORDANI, U. G. (1970): Idade do vulcanismo no Oceano Atlantico Sul.- Inst. Geoc. Astr. UFSP, 1: 9 - 75
- CORDANI, U. G. & VANDOROS, P. (1967): Basaltic Rocks of the Parana Basin. in: Univ. Fed. Parana (ed): Problems in Brazilian Gondwana Geology: p 207 - 231; Sao Paulo
- CORDANI, U. G., SARTORI, P. L. P. & KAWASHITA, K. (1980): Geoquímica dos isotopos de estroncio e a evolucao da atividade vulcanica na Bacia do Parana (Sul do Brasil) durante o Cretaceo.- An. Acad. Bras. Cienc., 52: 811 - 818
- COOPER, J. A. (1963): The flame photometric determination of potassium in geological materials used for potassium argon dating.- Geochim. Cosmochim. Act., 27: 525 - 546
- COX, K. G., BELL, J. D. & PANKHURST, R. J. (1979): The Interpretation of Igneous Rocks.- 450 p; London (Beccles)
- COX, K. G. (1983): The Karroo province of southern Africa: origin and trace element enrichment patterns.- in: HAWKESWORTH, C. J. & NORRY, M. J. (ed): Continental basalts and mantle xenoliths, p 139 - 157; Nantwich (Shiva)
- CREER, K. M. (1965): Radiometric age of the Serra Geral Formation.- Nature, 207: 282 - 283
- CULLERS, R. L. & GRAF, J. L. (1984): Rare Earth Elements In Igneous Rocks Of The Continental Crust: Predominantly Basic And

- Ultrabasic Rocks.- in: HENDERSON, P. (ed): Rare Earth Element Geochemistry: p 237 - 274; Amsterdam (Elsevier)
- CURRY, D. & ODIN, G. S. (1982): Dating the Palaeocene.- in : ODIN, G. S. (ed): Numerical Dating in Stratigraphy, I: p 557 - 592; Chichester (WILEY & SONS)
- DAEMON, R. F. (1969): Bioestratigrafia do neopaleozoico da Bacia do Parana.- XXIV Congr. Bras. Geol. An.: 359 - 412
- DAEMON, R. F. & QUADROS, L. P. (1970): Bioestratigrafia do neopaleozoico da Bacia do Parana.- XXIV Congr. Bras. Geol., An.: 359 - 412
- DALRYMPLE, G. B. & LANPHERE, M. A. (1969): Potassium-Argon Dating.- 258 p; San Francisco (Freeman)
- DARBYSHIRE, D. P. F. & FLETCHER, C. I. N. (1979): A mesozoic alkaline province in eastern Bolivia.- Geology, 7: 545 - 548
- DAVIS, B. T. C. & BOYD, F. R. (1966): The join Mg_2SiO_2 - $CaMgSiO_6$ at 30 kbars and its application to pyroxenes from kimberlites.- J. Geophys. Res., 71: 3567 - 3576
- DAWSON, J. B. (1983): New developments in diamond geology.- Naturwissensch., 70: 586 - 593
- DEGRAFF, J. M., FRANCO, R. & ORUE, D. (1981): Interpretacion geofisica y geologica del valle de Ypacarai (Paraguay) y su formacion.- As. Geol. Argent., Rev., XXXVI (3): 240 - 256
- DEGRAFF, J. M. (1985): Late mesozoic crustal extension and rifting on the western edge of the Parana Basin, Paraguay.- Geol. Soc. Amer., Abstr. 1p; Washington
- DELAROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R1/R2-diagrams and major-element analyses - its relationship with current nomenclature.- Chem. Geol., 29: 183 - 210
- DEMERSAY, A. (1860): Histoire physique, economique et politique du Paraguay et des etablissements des Jesuits.- 486 p; Paris (Hachette)
- DE PAOLO, D. J. & WASSERBURG, G. J. (1979): Neodymium isotopes of flood basalts from the Siberian platform and inferences about their mantle sources.- Nat. Acad. Sci., Proc., 76: 3056 - 3060
- DIAZ DE VIVAR, V. & VERA MORINIGO, G. (1968): Geologia del Paraguay.- M. O. P. C.: 17 p; Asuncion (ms)
- DNPM (1984): Lexico Estratigrafico do Brasil:- C. P. R. M., 560 p; Brasilia
- DOSTAL, J., DUPUY, C., CARRON, J. P., LE GEN DE KERNELZON, M. & MAURY, R. C. (1983): Partition coefficients of trace elements: application to volcanic rocks of St. Vincent, West Indies.- Geochim. Cosmochim. Acta, 47: 525 - 533
- DRACH, V. VON (1978): Mineralalter im Schwarzwald.- 245 p; Heidelberg (Diss.)
- DRUECKER, M. D. & GAY, S. P. (1985): Mafic Dike swarms associated

- with mesozoic rifting in Eastern Paraguay.- Geol. Ass. Can.,
Abstr: 1 p
- DU GRATY, A. M. (1865): La Republique de Paraguay, Mineraux.- 2. ed., 407 p.; Brüssel (Murquard)
- DU TOIT, A. L. (1927): A geological comparison of South America with South Africa.- 157 p; Carnegie Institution, Washington
- DU TOIT, A. L. (1954): The Geology of South Africa.- 3. Ausg., 611 p; Edinburgh (Oliver & Boyd)
- ECKEL, E. B. (1959): Geology and Mineral resources of Paraguay - A Reconnaissance.- U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 327: 110 p; Washington
- EMMERMANN, R. & BEHR, H. J. (1986): Tektonische Position und chemische Entwicklung des Brandberg-Massivs (Namibia).- 76. J.-Tag. Geol. Ver., **Abstr:** p 22
- ERLANK, A. J., ALLSOPP, H. L., DUNCAN, A. R. & BRISTOW, J. R. (1980): Mantle heterogeneity beneath southern Africa: evidence from the volcanic record.- Phil. Trans. R. Soc. London, **A 297:** 295 - 307
- ERNESTO, M., HODO, F. Y. & PACCA, I. G. (1979): Estudo Paleomagnetico de Sequencia de Derrames Basalticos da Formacao Serra Geral em Santa Catarina.- An. Acad. Bras. Cienc., **51:** 327 - 332
- FACETTI, J. F. & PRATS, M. (1973): Correlaciones de escandio, tierras raras y otros elementos en el stock de Arua-i.- Rev. Soc. Cient. Paraguay, **13, 1/2:** 7 - 17
- FASSEL, V. A. (1978): Quantitative elemental analysis by plasma emission spectroscopy.- Science, **202:**183 - 191
- FAURE, G. (1977): Principles of isotope geology.- 464 p; Santa Barbara (Wiley)
- FITTON, J. G. & DUNLOP, H. M. (1985): The Cameroon line West Africa and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali basalts.- Earth Planet. Sci. Let., **72:** 23 - 38
- FLANAGAN, F. J. (1976): Description and analysis of eight new USGS rock standards.- USGS Professional Paper, **840:** 1 - 192
- FLETCHER, C. J. N. & LITHERLAND, M. (1981): The geology and tectonic setting of the Velasco Alkaline Province, eastern Bolivia.- J. Geol. Soc. London, **138:** 541 - 548
- FODOR, R. V., MC KEE, E. H. & ASMUS, H. E. (1983): K-Ar Ages and the Opening of the South Atlantic Ocean: Basaltic Rock from the Brazilian Margin.- Marine Geol., **54:** M1 - M8
- FODOR, R. V. & VETTER, S. K. (1984): Rift-zone magmatism: Petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, southeastern Brazil margin.- Contr. Mineral. Petrol., **88:** 307 - 321
- FODOR, R. V., CORWIN, C. & ROISENBERG, A. (1985a): Petrology of Serra Geral (Parana) continental flood basalts, southern Brazil: crustal contamination, source material and South Atlantic magmatism.- Contr. Mineral. Petrol., **91:** 54 - 65

- FODOR, R. V., CORWIN, C. & SIAL, A. N. (1985b): Crustal signatures in the Serra Geral flood-basalt province, southern Brazil: O- and Sr-isotope evidence.- *Geology*, 13: 763 - 765
- FRANCHETEAU, J. & LE PICHON, X. (1972): Marginal fracture zones as structural framework of continental margins in the South Atlantic ocean.- *Bull. Amer. Ass. Petr. Geol.*, 56: 991 - 1007
- FRENZEL, G. (1954): Erzmikroskopische Beobachtungen an natürlich erhitzten, insbesondere pseudobrookitführenden Vulkaniten.- *Heidelberg. Beitr. Miner. Petr.*, 4: 343 - 376
- FRENZEL, G. (1975): Die Nephelingesteinsparagenese des Katzenbuckels im Odenwald.- *Aufschluß (Sonderband)*, 27: 213 - 228
- FREY, F. A., GREEN, D. H. & ROY, S. D. (1978): Integrated models of basalt petrogenesis: A study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data.- *Journ. Petrol.*, 19: 463 - 513
- FREY, F. A. (1984): Rare Earth Element Abundances in Upper Mantle Rocks.- in: HENDERSON, P. (ed): *Rare Earth Element Geochemistry*: p 153 - 204; Amsterdam (Elsevier)
- FUCK, R. A. (1972): *Geologia do macico alcalino de Tunas, Parana - Brasil*.- *Inst. Geocienc. Univ. Sao Paulo*, 82 p; Sao Paulo (Diss)
- FUDALI, R. F. (1963): Experimental studies bearing on the origin of pseudoleucite and associated problems of alkalic rock systems.- *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 74: 1101 - 1126
- FUHRMANN, U. & LIPPOLT, H. J. (1985): Excess argon and dating of Quaternary Eifel volcanism: I. The Schellkopf alkali phonolite/East Eifel.- *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 8: 484 - 497
- FULFARO, V. J. & LANDIM, P. M. B. (1978): A sequencia gondwanica ocidental: Republica do Paraguai.- *An. XXV Congr. Bras. Geol.*: 241 - 246
- FULFARO, V. J. & LANDIM, M. G. (1976): Stratigrafic Sequences of the intracratonic Parana Basin.- *Newsl. Stratigr.*, 4: 150 - 168
- FULFARO, V. J. & PALMIERI, J. H. (1976): Contribucion al estudio del Silurico en el Paraguay.- *Rev. Soc. Cient. Paraguay*, 16, 1/2: 107 - 109
- FUNNEL, B. M. & SMITH, A. G. (1968): Opening of the Atlantic Ocean.- *Nature*, 219: 1328 - 1333
- GAMA, J. E. (1979): A sedimentacao do Grupo Passa Dois (Exclusivo Formacao Irati): Um modelo geomorfico.- *Rev. Bras. Geoc.*, : 1 - 16
- GAST, P. W. (1968): Trace element fractination and the origin of tholeiitic and alkalic magmas.- *Geochim. Cosmochim. Act.*, 32: 1057 - 1082
- GIEDSKEHAUG, A., CREER, K. M. & MITCHELL, J. G. (1975): Paleomagnetism and K-Ar-ages of South-West African basalts and their bearing on the time of initial rifting of the South

- Atlantic Ocean.- *J. Geophys. Res., Astr. Soc.*, 42:1 - 20
- GIERTH, E., GOLDMANN, D., LEONARDOS, O. H. & BAECKER, M. L. (1986): Main features of the paragenetic evolution of the carbonatite complex of Catalao I, Goias, Brazil.- *Zbl. Geol. Paläont. I 1985 (9/10)*: 1469 - 1475
- GITTINS, J., FAWCETT, J. J., BROOKS, C. K. & RUCKLIDGE, J. C. (1980): Intergrowth of Nepheline-Potassium Feldspar and Kalsilite-Potassium Feldspar: A Re-Examination of the 'Pseudo-Leucite Problem': *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73: 119 - 126
- GLADNEY, E. S., BURNS, C. E. & ROELANDTS, I. (1983): 1982 compilation of element concentrations in eleven United States Geological Survey rock standards.- *Geostandards Newsletter*, 7: 3 - 226
- GOLDSCHLAG, M. (1913): Beiträge zur Kenntnis der Petrographie Paraguays und des angrenzenden gebietes von Mato Grosso.- 59 p.; Jena (Diss.)
- GOLDSCHLAG, M. (1913b): Zur Petrographie Paraguays und Mato Grossos.- *Mitt. Geogr. Ges.*, 3: 293 - 301
- GOMES, C. B. (1970): Petrologia do macico alcalino de Itapirapua.- *Bol. Int. Geoc. Astron., USP*, 1: 77 - 197
- GOMES, C. B. & CORDANI, U. G. (1965): Geocronologia do macico alcalino de Itapirapua.- *An. Acad. Bras. Cienc.*, 37: 499 - 501
- GOMES, C. B. & DUTRA, C. V. (1970): Some geochemical features of the alkaline rocks of Itapirapua, Sao Paulo, Brazil.- *An. Acad. Bras. Cienc.*, 42: 521 - 534
- GOWINDARAJU, K. (1982): Report on four ANRT rock reference samples.- *Geostandards Newsletters*, 6: 91 - 159
- GREEN, D. H. (1970a): A review of experimental evidence on the origin of basaltic and nephelinitic magmas.- *Phys. Earth Planet. Inter.*, 3: 221 - 235
- GREEN, D. H. (1970): The origin of basaltic and nephelinitic magmas.- *Leic. Lit. Phil. Soc.*, 22: 29 - 54
- GUNN, B. M. & WATKINS, N. D. (1976): Geochemistry of the Cape Verde Islands and Fernando do Noronha.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87: 1089 - 1100
- GUPTA, A. K. & YAGI, K. (1980): Petrology and Genesis of Leucite-Bearing Rocks.- 252 p; Berlin (Springer Verlag)
- HAGGERTY, S. E. & MARIANO, A. N. (1983): Strontian-lopaprite and strontio-chevkinite: Two new minerals in rheomorphic fenites from the Parana Basin carbonatites, South America.- *Contr. Miner. Petrol.*, 84: 365 - 381
- HALPERN, M., CORDANI, U. G. & BERENHOLC, M. (1974): Variations in strontium isotopic composition of Parana basin volcanic rocks of Brazil.- *Rev. Bras. Geoc.*, 4: 223 - 227
- HARLAND, W. B., COX, A. V., LLEWELLYN, P. G., PICKTON, C. A. G., SMITH, A. G. & WALTERS, R. (1982): A geologic time scale.- *Cambridge Earth Sci. Ser.*, 131 p; Cambridge

- HARRINGTON, H. J. (1950): Geologia del Paraguay Oriental.- Contr. Cient., Ser. E, Geol., Univ. de Buenos Aires, 1: 82 p.; Buenos Aires
- HARRINGTON, H. J. (1956): Paraguay.- In: Handbook of South American Geology, Geol. Soc. Amer. Mem., 65: 99 - 114; Baltimore
- HARRINGTON, H. J. (1972): Silurian of Paraguay.- In: BERRY, W. B. N. & BOUCOT, A. J. (ed): Correlation of the South American Silurian rocks.- Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 133: 41 - 50; Boulder/Colorado
- HARRIS, P. G. (1967): Zone refining and the origin of potassium basalts.- Geochim. Cosmochim. Act., 12, 3: 195 - 208
- HASKIN, L. A. (1984): Petrogenetic Modelling - Use Of Rare Earth Elements.- in: HENDERSON, P. (ed): Rare Earth Element Geochemistry: p 115 - 152; Amsterdam (Elsevier)
- HAWKESWORTH, C. J., ERLANK, A. J., MARSH, J. S., MENZIES, M. A. & CALSTEREN, P. VAN (1983): Evolution of the continental lithosphere: evidence from volcanics and xenoliths in South Africa.- in : HAWKESWORTH, C. J. & NORRY, M. J. (ed): Continental Basalts and Mantle Xenoliths, p 111 - 138; Exeter/Nantwich (Shiva)
- HENDERSON, P. (1984): Rare Earth Element Geochemistry.- 510 p; Amsterdam (Elsevier)
- HENDERSON, P. & PANKHURST, R. J. (1984): Analytical Chemistry .- in : HENDERSON (ed): Rare Earth Element Geochemistry: p 467 - 498; Amsterdam, (Elsevier)
- HERBST, R. (1972): Nota sobre la presencia de Lycopsidae orborescentes en el Permico (Serie Independencia) del Paraguay.- Ameghiana, IX,3: 258 - 264
- HERBST, R. (1975): Helechos Permicos del Paraguay: Act. Congr. Arg. Pal. Bioestr., I: 429 - 438
- HERBST, R. (1981): Impresiones de megaesporas y otros restos plantiferos del permico superior de Paraguay.- Facena, 4: 31 - 43
- HERBST, R. (1981): Guairea Milleri Nov. gen. et sp. y Guaireaceae, nueva familia de las Osmundales (sensu lato) del Permico superior de Paraguay.- Ameghiniana, XVIII, 1/2: 35 - 50
- HERBST, R. (1981): Sobre la presencia de Girogonites de Leonardoia Langei Sommer (Charales, Porocharaceae) en el Permico superior de Paraguay y Brasil.- An. II Congr. Lat.-Amer. Paleont.: 249 - 255
- HERRMANN, A. G. & KNAKE, D. (1973): Coulometrisches Verfahren zur Bestimmung von Gesamt-, Karbonat- und Nichtkarbonat-Kohlenstoff in magmatischen, metamorphen und sedimentären Gesteinen.- Zeitschr. Analyt. Chem., 226: 196 - 201
- HERRMANN, A. G. (1975): Praktikum der Gesteinsanalyse.- 204 p; Berlin, Heidelberg, New York (Springer)
- HERZ, N. (1977): Timing of spreading in the South Atlantic: Information from Brazilian alkalic rocks.- Geol. Soc. Amer.

- Bull., 88: 101 - 112
- HERZ, N. (1978): Basaltic and alkalic rocks of southern Brazil: a review.- in: NEUMANN, E. R. & RAMBERG, I. B. (ed): Petrology and Geochemistry of Continental Rifts: p 155 - 162; Dordrecht (Reidel)
- HERZ, N. & WENNER, D. B. (1980): $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Ratios of Brazilian Alkalic Rocks.- XXVI Congr. Geol. Intern., Res. 1: p 50
- HIBSCH, J. E. (1891): Einige Gesteine aus Paraguay.- Tscherm. Miner. Petr. Mitt., 12: 253 - 255; Wien
- HOFFSTETTER, R. (1956): Paraguay.- In: Lexique stratigraphique International, Congr. Int. Geol., 5, Fasc.9b: 5 - 31
- HOFFSTETTER, R. (1978): Une faune de Mammifères pleistocènes au Paraguay.- C. R. Somm. Soc. geol. Fr., 1: 32 - 33
- HOFMANN, A. W. & HART, S. R. (1978): An assessment of local and regional isotopic equilibrium in the mantle.- in: ALLEGRE, C. J. & HART, S. R. (ed): Trace Elements in Igneous Petrology: p 44 - 62; Amsterdam (Elsevier)
- HOFMANN, A. W. (1984): Geochemical Mantle Models.- Terra Cognita, 4/2: 157 - 165
- HORN, P., LIPPOLT, H. J. & TODT, W. (1972): Kalium-Argon Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens I- Gesamtgesteinsalter.- Eclog. geol. Helv., 65/1: 131 - 156
- HUGHES, C. J. (1982): Igneous Petrology.- 551 p; Amsterdam (Elsevier)
- HUGHES, C. J. & HUSSEY, E. M. (1976): M and Mg values in igneous rocks: proposed usage and a comment on current employed Fe_2O_3 corrections.- Geochim. Cosmochim. Acta, 40: 485 - 486
- INGAMELLS, C. O. & ENGELS, J. C. (1976): Preparation, analyses and sampling constants for a biotite.- Accuracy in Trace Analyses: Sampling, Sample Handling and Analysis.- Nat. Bur. Stand., Spec. Publ., 422: 401 - 419
- IPT (1981): Tectonica da Bacia do Parana no Brasil.- Pauli - Petro, Relat. 14091: 187 p; Sao Paulo (ms)
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. (1971): A guide of a chemical classification of the common volcanic rocks.- Canad. J. Earth Sci., 8: 523 - 548
- IRVING, A. J. (1978): A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning.- Geochim. Cosmochim. Acta, 42:743 - 770
- JÄGER, E. & HUNZIKER, J. C. (1979): Lectures in isotope geology.- 328 p; Berlin, Heidelberg, New York (Springer)
- JORDAN, P. (1893): Über meine Reisen in Paraguay.- Mitt. Geogr. Ges. Wien, 36: 627-655
- KAEFER, L. Q. & ALGARTE, J. P. (1972): Macico Alcalino do Banha-dao, Estudos preliminares.- An. XXVI Congr. Bras. Geol., 56 - 64
- KANZLER, A. & LIPPOLT, H. J. (1986): Das praeordovizische Grund-

- gebirge im südlichen Ost-Paraguay nach neuen Feldstudien und ersten Altersbestimmungen.- Berliner geowiss. Abh., **Sonderband**: 153 - 154; Berlin (10. Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium)
- KARPOFF, M. R. (1965): Observations geologiques au SE d'Asuncion.- C. R. Acad. Sc., **261 (25)**: 5558 - 5560
- KAWASHITA, K., MICHEL DE NAHIQUES, M. & ULBRICH, H. P. (1984): Idades Rb/Sr de nefelina sienitos do anel norte do macico alcalino de Pocos de Caldas, MG-SP.- XXXIII Congr. Bras. Geol., **Res.**: 244 - 245
- KAY, M. (1951): North-American geosynclines.- Mem. Geol. Soc. Amer., **48**: 1 - 143; New York
- KAY, R. W. & GAST, P. W. (1973): The rare-earth content and origin of alkali-rich basalts.- Journ. Geol., **81/6**: 653 - 682
- KENNEDY, W. J. & ODIN, G. S. (1982): The Jurassic and Cretaceous time scale in 1981.- in : ODIN, G. S. (ed): Numerical Dating in Stratigraphy, I: p 557 - 592
- KENT, D. V. & GRADSTEIN, F. (1985): A Cretaceous and Jurassic geochronology.- Bull. Geol. Soc. Amer., **96**: 1419 - 1427
- KLEMME, H. D. (1971): The giants and the super giants. Part 2.- Journ. Oil & Gas, **8**: 103 - 110
- KOBER, B. (1983): Bleiisotope und Entwicklung des Grundgebirges. Gesteins- und Mineral-Analysen des südlichen Schwarzwaldes.- 266 p; Heidelberg (Diss.)
- KRÖNER, A. & BLIGNAULT, H. J. (1976): Towards a definition of some tectonic and igneous provinces in western South Africa and southern South West Africa.- Trans. Geol. Soc. South Afr., **79**: 232 - 282
- LARSEN, R. L. & LADD, J. W. (1973): Evidence for the Opening of the South Atlantic in the Early Cretaceous.- Nature, **246**: 209 - 212
- LAPIDO LOUREIRO, F. E. DE VRIES (1968): Subvolcanic carbonatite structures of Angola.- XXII Int. Geol. Congr., **2**: 147 - 161
- LEANZA, A. F. (1948): El llamado triasico marino de Brasil, Paraguay, Uruguay y la Argentina.- rev. Soc. Geol. Argent., **3, III**: 219 - 244
- LEINZ, V. (1949): Contribucao a geologia dos derrames basalticos do sul do Brasil.- Bol. Fac. Fil. Cienc. Letras, **103**: 1 - 61
- LEINZ, V., BARTORELLI, A., SADOWSKI, G. R. & ISOTTA, C. A. L. (1966): Sobre o compartamento espacial do trapp basaltico da bacia do Parana.- Bol. Soc. Bras. Geol., **15**: 79 - 91
- LOCZY, L. (1966): Evolucao paleogeografica e geotectonica da bacia Gondwanica do Parana e seu embasamento.- Bol. Div. Geol. Min., **234**: 1 - 71
- LIPPOLT, H. J. (1982): K/Ar Age Determinations and the Correlation of Tertiary Volcanic Activity in central Europe.- Geol. Jb., **D 52**: 113 - 135

- LIPPOLT, H. J., TODT, W. & HORN, P. (1974): Apparent potassium-argon ages of lower Tertiary Rhine graben volcanics.- in: ILLIES, J. H. & FUCHS, K. (ed): Approaches to Taphrogenesis: p 213 - 221; Stuttgart
- LIPPOLT, H. J., BARANYI, I. & TODT, P. (1975): Die Kalium-Argon-Alter der postpermischen Vulkanite des nord-östlichen Oberrheingrabens.- Aufschluß, 27 (Odenwald Sonderband): 205 - 212
- LIPPOLT, H. J., HORN, P. & TODT, W. (1976): Kalium-Argon-Alter an tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens-Gebietes: IV. Kalium-Argon Alter von Mineralien und Einschlüssen der Basaltvorkommen Katzenbuckel und Roßberg.- N. Jb. Miner., Abh., 127/3: 242 - 260
- LITHERLAND, M. & BLOOMFIELD, K. (1981): The Proterozoic history of eastern Bolivia.- Precambrian Res., 15: 157 - 179
- LITHERLAND, M., KLINCK, B. A., O'CONNOR, E. A. & PITFIELD, P. E. J. (1985): Andean-trending mobile belts in the Brazilian Shield.- Nature, 314: 345 - 348
- LIVIERES, R. & QUADE, H. (1986): Der Alkali-Komplex von Chiriguélo, Nordost-Paraguay.- Berliner geowiss. Abh., Sonderband: 157 - 158, Berlin (10. Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium)
- MACDONALD, G. A. & KATSURA, T. (1964): Chemical composition of Hawaiian lavas.- J. Petrol., 5: 82 - 133
- MACDONALD, R., THORPE, R. S., GASKARTH, J. W. & GRINDROD, A. R. (1985): Multi-component origin of Caledonian lamprophyres of northern England.- Miner. Magaz., 49: 485 - 494
- MANTOVANI, M. S. M., MARQUES, L. S., DE SOUSA, M. A., CIVETTA, L., ATALLA, L. & INNOCENTI, F. (1985): Trace Element and Strontium Isotopic Constraints on the Origin and Evolution of Parana Continental Flood Basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil): J. Petrol., 26: 187 - 209;
- MARIANO, A. N. & DRUECKER, M. D. (1985): Alkaline igneous rocks and carbonatites of Paraguay.- Geol. Soc. Amer., Abstr. 1 p; Washington
- MARSH, J. S. (1973): Relationships between transform directions and alkaline igneous rock lineaments in Africa and South America.- Earth Planet. Sci. Lett., 18: 317 - 323
- MATHIAS, M. (1974): Alkaline rocks of South Africa.- in: SORENSEN, H. (ed): The Alkaline Rocks: p 189 - 202; London
- MC DOUGALL, J. & RÜEGG, N. R. (1966): Potassium-Argon dates on the Serra Geral Formation of South America.- Geochim. Cosmochim. Act., 30: 191 - 195
- MEDEIROS, R. A. & FILHO, A. T. (1973): Facies e ambientes deposicionais da Formacao Rio Bonito.- An. XXVII Congr. Bras. Geol., 3: 3 - 11
- MELCHER, G. C. (1966): The Carbonatites of Jacupiranga, Sao Paulo, Brazil.- in: TUTTLE, O. F. & GITTINS, J. (ed): Carbona-

- tites: 169 - 181; New York (Wiley)
- MELFI, A. J. (1967): Potassium-Argon ages for core samples of basaltic rocks from S-Brazil.- *Geochim. Cosmochim. Act.*, 31: 1079 - 1089
- MENZIES, M., BLANCHARD, D. & JACOBS, J. (1977): Rare earth and trace element geochemistry of metabasalts from the Point Sal ophiolite, California.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 44: 463 - 472
- MENZIES, M., SEYFRIED, W. & BLANCHARD, D. D. (1979): Experimental evidence of rare earth element immobility in greenstones.- *Nature*, 282: 398 - 399
- MENZIES, M. (1984): Mantle ultramafic xenolithes in alkaline magmas: evidence for mantle heterogeneity modified by magmatic activity.- in: HAWKESWORTH, C. J. & NORRY, M. J. (ed): *Continental basalts and mantle xenoliths*: p 92 - 110; Exeter (Shiva)
- MILCH, L. (1895): Über Gesteine aus Paraguay.- *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 14: 383 - 394
- MILCH, L. (1905): Über die chemische Zusammensetzung eines Limburgites, eines phonolithischen Gesteines und einiger Sandsteine aus Paraguay.- *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 24: 213 - 226
- MIRAGLIA, L. (1965): Volcanismo postpliocenico del Paraguay.- *Rev. Soc. Cient. Paraguay*, : 1 - 52
- MOPC (1965): Cuadrícula 41 -" Coronel Oviedo".- *Rep. del Paraguay*: 42 + 8 p; Asuncion (ms)
- MOPC (1966): Cuadrícula 40 -" Ita".- *Rep. del Paraguay*: 50 + 8 p; Asuncion (ms)
- MORINIGO, G. V. (1971): Calizas fosilíferas del Permico en "Cachimbo", Oeste de Caaguazu.- *Rev. Soc. Cient. Paraguay*, 12, 1: 33 - 35
- MORINIGO, G. V. & FACETTI, J. F. (1968): El Precámbrico en el Paraguay.- *Rev. Soc. Cient. Paraguay*, 9 (1/2): 19 - 21
- MORINIGO, G. V. & VIVAR, V. D. DE (1969): Informe sobre la tectónica de la República del Paraguay.- *MOPC*, 12 p; Asuncion, (ms)
- MÜHLMANN, H. SCHNEIDER, R. L., TOMASI, F., MEDEIROS, R. A., DAEMON, R. F. & NOGUEIRA, A. A. (1974): Revisão estratigráfica da bacia do Parana.- *Dep. Expl. Sul, Petrobras, Rel. 444186*: 186 p; Ponta Grossa
- MÜLLER, G. (1960): Hydrothermale Veränderungen an Sandsteinen am Basalt-Kontakt.- *Beitr. Min. Petr.*, 7: 207 - 231
- MÜLLER, R. (1967): Spectrochemische Analysen mit Röntgenfluoreszenz.- 315 p; München, Wien (Oldenburg)
- MÜLLER, G. & BRAUN, E. (1977): Methoden zur Berechnung von Gesteinsnormen.- *Reihe Clausthaler Tektonische Hefte*: 126 p; Clausthal-Zellerfeld (Pieper)
- MURATOV, V. (1972): Principal types of basins of ancient plat-

- forms and the problem of their origin.- *Int. Geol. Rev.*, 16/2: 125 -132
- NASH, W. P. & WILKINSON, J. F. G. (1971): Shonkin Sag Laccolith Montana: part II, Bulk rock chemistry.- *Contr. Min. Petrol.*, 33: 162 - 170
- NIGGLI, P. (1923): *Gesteins- und Mineralprovinzen.*- 602 p; Berlin, (Gebr. Bornträger)
- ODIN, G. S. (1982): *Numerical Dating in Stratigraphy, Part I + II.*- 1040 p; Chichester (Wiley & sons)
- OSTROMOV, V. G. (1979): "Zavodskaya Laboratoria", 45: 785 - 788
- NORRY, M. J. & FITTON, J. G. (1983): Compositional differences between oceanic and continental basic lavas and their significance.- in: HAWKESWORTH, C. J. & NORRY, M. J. (ed): *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*: p 5 - 19; Exeter/Nantwich (Shiva)
- PACCA, I. G. & HIODO, F. Y. (1976): Paleomagnetic analysis of Mesozoic Serra Geral basaltic lava flows in southern Brazil.- *An. Acad. Bras. Geoc.*, 48: 207 - 214
- PALMIERI, J. H. (1973): El complejo alcalino de Sapukai (Paraguay Oriental).- 298 p; Salamanca (Diss.)
- PALMIERI, J. H. (1975): El complejo alcalino de Sapukai (Paraguay Oriental).- *Fac. Cienc. Dep. Crist. Min.*: 11 p; Salamanca
- PALMIERI, J. H. & ARRIBAS, A. (1975): El complejo alcalino-potásico de Sapukai (Paraguay Oriental).- *Congr. Lat. Am. Geol.*, V: 267 - 300
- PALMIERI, J. H., PFLUGFELDER, P. M. & CUEYAS, F. K. (1974): Contribucion a la Geologia regional del Area Nea - Cerro Sarambi.- *Rev. Soc. Cient. Paraguay*, 14, 1/2: 62 -66
- PALMIERI, J. H. & VELAZQUEZ, J. C. (1982): *Geologia del Paraguay.*- *Colec. Ap. Cat.*; *Ser. Cienc. Nat.*: 65 p; Asuncion (Cromos)
- PEATE, D. W., HAWKESWORTH, C. J. & MANTOVANI, M. S. (1987): Trace element and isotope geochemistry of Parana basalts: Petrogenesis and chemical stratigraphy:- *Terra Cognita*, 7, (2-3): p 143
- PETRI, S. & FULFARO, V. J. (1976): Observacoes sobre o Siluriano do Brasil e sua bioestratigrafia.- *XXIX Congr. Bras. Geol. Res.*: 44
- PETRI, S. & FULFARO, V. J. (1983): *Geologia do Brasil. Fanerozoico.*- Ed. USP: 631 p; Sao Paulo
- PEYNE, A. V. & SINITZIN, V. N. (1950): Nekotorrye osnovnyye voprosy neheniya o geosynklinalyaki.- *Izv. Akad. Nauk. SSSR., Ser. Geol.*, 19 (3/4):39 - 52; (ms, Übersetzung ins Portugiesische)
- PÖHLMANN, R. (1886): *Gesteine aus Paraguay.*- *N. Jb. Miner. Geol. Pal.*, 1: 244 - 248
- PREMOLI, C. & VELAZQUEZ, J. C. (1981): Preliminary Reconnaissance for Uranium in Paraguay.- in: *Uranium Deposits in Latin Ame-*

- rica: Geology and Exploration, I. A. E. A.: 373 - 394
- PUTZER, H. (1962): Die Geologie von Paraguay.- Beitr. reg. Geol. Erde, 2: 182 p.; Berlin (Borntraeger)
- PUTZER, H. (1975): Paraguay.- In: The Encyclopedia of World Regional geology, Part I: 419 - 426
- PUTZER, H. (1976): Metallogenetische Provinzen in Südamerika.- 316 p; Stuttgart (Schweizerbart)
- PUTZER, H. & VAN DEN BOOM, G. (1962): Über einige Vorkommen von Alkaligesteinen in Paraguay.- Geol. Jb., 79: 423 - 444
- PUTZER, H. (1984): Paraguay. Geologischer Überblick und Rohstoffchancen.- Latein-Amerika Studien, Univ. Erlangen-Nürnberg, 14: 195 - 202
- QUADE, H. (1986): Die Säulensandsteine des Cerro Coi bei Aregua/Zentral Paraguay.- Berliner geowiss. Abh., Sonderband: p 170; Berlin (10. Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium)
- RAMDOHR, P. (1975): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen.- 1277 p; Berlin (Akademie-Verlag)
- REDMONT, J. L. (1979): Parana Basin, Paraguay: Tectonics and Hydrocarbon Potential.- 4th Lat.-Amer. Geol. Congr., 8 + 4 p; Trinidad & Tobago (ms)
- REED, F. R. C. (1935): Some triassic lamellibranchs from Brazil and Paraguay.- Geol. Magaz., 72: 34 - 43
- REUNING, E. & MARTIN, H. (1957): Die Prä-Karoo-Landschaft, die Karoo-Sedimente und Karoo-Eruptivgesteine des südlichen Kaokoveldes in Südwestafrika.- N. Jb. Mineral., Abh., 91: 193 - 212
- RINGWOOD, A. E. (1975): Composition and Petrology of the Earth's Mantle .- 618 p; New York (Mac Graw & Hill)
- RITTMAN, K. (1984): Argon in Hornblende, Biotit und Muskovit bei der geologischen Abkühlung - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Untersuchungen.- 278 p; Heidelberg (Diss.)
- ROCK, N. M. S. (1976): The Comparative Strontium Isotopic Composition of Alkaline Rocks: New Data from Southern Portugal and East Africa.- Contr. Mineral. Petrol., 56: 205 - 228
- ROCK, N. M. S. (1977): The nature and origin of lamprophyres: some definitions, distinctions and derivations.- Earth Sci. Rev., 13: 123 - 169
- RODRIGUES, B. (1972): Major tectonic alignments of alkaline complexes in Angola. in: DESSAUVAGIE, T. F. J. & WHITEMAN, A. J. (ed): African Geology: p 149 -153; Ibadan (University Press)
- ROSENBUSCH, H. (1907): Mikroskopische Physiographie der Massigen Gesteine - Erste Hälfte: Tiefengesteine, Ganggesteine.- 716 p; Stuttgart (Schweizerbart)
- ROSENBUSCH, H. (1908): Mikroskopische Physiographie der Massigen Gesteine - Zweite Hälfte: Ergußgesteine.- 4. Auflage: 717 - 1592; Stuttgart (Schweizerbart)
- ROSENBUSCH, H. (1923): Elemente der Gesteinslehre.- 4. Auflage:

- 779 p; Stuttgart (Schweizerbart)
- RUBERTI, E. (1984): Petrologia do macico alcalino do Banhado, PR.- 248 p; Sao Paulo (Diss.)
- SAHAMA, T. G. (1974): Postassium-rich alkaline Rocks.- in: SORENSEN, H. (ed): The Alkaline Rocks: p 96 - 109; London
- SANFORD, R. M. & LANGE, F. W. (1960): Basin study approach to oil evaluation of Parana miogeosynklinale, South Brasil.- Bull. Am. Ass. Petr. Geol., 44: 1316 - 1370; Tulsa
- SCHATSKY, N. S. (1940): The syneklises of A. V. Pavlov.- Obstrch. Ispytat. Prirody Byull.- Mosc. Otd. geol., 19:39 - 52 ;(ms, übersetzt ins Englische)
- SCHEIBE, L. F. (1983): Ocorrencia de safiras em Lages, santa Catarina (Nota Preliminar).- Atas I. Simp. Sul-Bras. geol., Res.: p 426
- SCHEIBE, L. F. & FORMOSO, M. L. L. (1982): Contribucao da geoquimica das terras raras a caractericao dos carbonatitos da Fazenda Varela, Lages, SC.- Rev. Bras. Geoc., 12: 553 - 561
- SCHEIBE, L. F., GOMES, C. B. & COUTINHO, J. M. (1984): Caracterizacao petrografica das rochas alcalinas de Lages, SC.- Dep. Geoc. UFSC u. UFSP; 18 p (ms)
- SCHLEICHER, H., KELLER, J., GRAUERT, B., BAUMANN, A. & KRAMM, U. (1984): Sr-Isotopenuntersuchungen an Alkalivulkaniten des Kaiserstuhls.- Fortschr. Miner., 62: 207 - 209
- SCHMIDL (VON STRAUBING), U. (1567): "Ulrich Schmidls Reise nach Südamerika in den Jahren 1534 - 1554".- Herausgegeben von : MONDSCHNEIN, J. (1893) nach der "Stuttgarter Handschrift"; Straubing (Uttenhofer)
- SCHNEIDER, R. L., MÜHLMANN, H., TOMMAZI, E., MEDEIROS, R. A., DAEMON, R. F. & NOGUEIRA, A. (1974): Revisao estratigrafica de bacia do Parana.- An. Soc. Bras. Geol., XXVIII, 1: 41 - 65
- SCHNETZLER, C. C. & PHILPOTTS, J. A. (1970): Partition coefficients of rare-erath elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts, II.- Geochim. Cosmochim. Act., 34: 331 - 340
- SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, D. DE A., DERZE, G. R. & ASMUS, H. E. (1981): Mapa geologico do Brasil e da area oceanica adjacente, escala 1: 2500000.- Min. Minas e Energ., DNPM; 4 Kartenblätter; Brasilia
- SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, D. DE A., DERZE, G. R. & ASMUS, H. E. (1984): Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geologico do Brazil e de la area oceanica adjacente incluindo depositos mineraiis, escala 1 : 2500000.- Rep. Fed. do Brasil, DNPM, 501 p; Brasilia
- SCHUSTER, J. (1911): Osmundites von Sierra Villa Rica in Paraguay.- Ber. Dtsch. Bot. Ges., 29: 534 - 539;
- SCHUSTER, A. N. (1926): Paraguay: Land, Volk, Geschichte, Wirtschaftsleben und Kolonisation.- 667 p; Stuttgart (Strecker &

Schröder)

- SCHWAB, R. G. & BLOCH, W. (1986): Geochemical Distribution Patterns of Magmatites from the Archipelago of Fernando de Noronha.- Zbl. Geol. Paläont., I, 9/10: 1477 - 1483; Stuttgart
- SEPP, A. S. (1710): Fortsetzung der Beschreibung deren merkwürdigen Paraquarischen Sachen.- Ingolstadt
- SHIMIZU, N & ARCULUS, R. J. (1975): Rare earth concentrations in a suite of basanitoids and alkali olivine basalts from Grenada, Lesser Antilles.- Contr. Min. Petrol., 50: 231 - 254
- SIAL, A. N. (1976a): The Postpaleozoic Volcanism of Northeast Brazil and its Tectonic Significance.- An. Acad. Bras. Cienc., 48: 299 - 311
- SIAL, A. N. (1976b): The Rio Grande Do Norte Alkali-Olivine Basalt Association, Northeast Brazil.- Rev. Bras. Geoc., 6: 1 - 14
- SIAL, A. N. (1977): Petrology and mineral chemistry of peridotite nodules included in Tertiary basaltic rocks of northeast Brazil.- Geol. Soc. Amer., Bull., 88: 1173 - 1176
- SIAL, A. N. (1979): Química Mineral dos Basaltos Terciários do Rio Grande do Norte e Paraíba.- An. Acad. Bras. Geoc., 51: 457 - 471
- SIAL, A. N., LONG, L. E., PESSOA, D. A. R. & KAWASHITA, K. (1981): Potassium-Argon Ages and Strontium Isotope Geochemistry of Mesozoic and Tertiary Basaltic Rocks, Northeast Brazil.- An. Acad. Bras. Geoc., 53: 115 - 122
- SOARES, P. C. (1975): Divisão estratigráfica do Mesozoico no Estado de São Paulo.- Rev. Bras. geoc., 5/4: 229 - 251
- SOARES, P. C. & LANDIM, P. M. B. (1973): Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paraná no seu flanco nordeste.- An. XXVII Congr. Bras. Geol., 1: 243 - 256
- SIEDNER, G. & MILLER, J. A. (1968): K-Ar-age determinations on basaltic rocks from South-West Africa and their bearing on continental drift.- Earth Planet. Sci. Lett., 4: 451 - 458
- SIEDNER, G. & MITCHELL, J. G. (1976): Episodic Mesozoic volcanism in Namibia and Brazil: A K-Ar Isochron study bearing on the opening of the South Atlantic.- Earth Planet. Sci. Lett., 30: 292 - 302
- SORENSEN, H. (1974): The Alkaline Rocks.- 622 p; London (Wiley)
- SORENSEN, H. (1986): The alkaline rocks - a review.- Fortschr. Miner., 64: 63 - 86
- STEIGER, R. H. & JÄGER, E. (1977): Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology.- Earth Planet. Sci. Lett., 36: 359 - 362
- STERN, C., FUTA, K. SAUL, S. & SKEWS, A. (1985): Ultramafic xenoliths found in the Pali-Aike alkali basalts: Their implications for the nature of the mantle below southern South America.- IV Congr. Geol. Chil., 4: 531 - 548
- STILLE, H. (1940): Einführung in den Bau Amerikas.- 717 p ;

Berlin (Borntraeger)

- STORMER, J. C., GOMEZ, C. B. & TORQUATO, J. R. F. (1975): Spinel Lherzolithe Nodules in Basanite Lavas from Asuncion, Paraguay.- *Rev. Bras. Geoc.*, 5: 176 - 185
- STOSCH, H.-G. & LUGMAIR, G. W. (1986): Trace element and Sr and Nd isotope geochemistry of peridotite xenoliths from the Eifel (West Germany) and their bearing on the evolution of the subcontinental lithosphere.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 80: 281 - 298
- STRECKEISEN, A. L. (1974): Classification and nomenclature of igneous rocks.- *Geol. Rdschau.*, 63: 773 - 786
- STRECKEISEN, A. (1976): To each plutonic rock its proper name.- *Earth Sci. Rev.*, 12: 1 - 33; Amsterdam
- STRECKEISEN, A. (1980): Classification of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilithic rocks.- *Geol. Rdschau.*, 69: 194 - 207
- SUGUIO, K. SALATI, E. & BARCELOS, J. H. (1974): Calcarios oolithicos de Tagui (SP) e seu possivel significado paleoambiental na deposicao da Formacao Estrada Nova.- *Rev. Bras. Geol.*, 4: 142 - 166
- SUN, S. S. & HANSON, G. N. (1975): Origin of Ross Island Basanitoids and limitations upon the Heterogeneity of Mantle Sources for Alkali Basalts and Nephelinites.- *Contr. Miner. Petrol.*, 52: 77 - 106
- TAC (The Anschutz Corporation) (1981): Geologic Map of Eastern Paraguay, 1: 500000 (compiled by F. WIENS), 1 map; Asuncion
- TODT, W. (1971): Kalium-Argon-Altersbestimmungen an mitteleuropäischen miozänen Vulkaniten bekannter paläomagnetischer Feldrichtung.- 137 p; Heidelberg (Diss.)
- TOEPPEN, H. (1884): Hundert Tage in Paraguay.- *Mitt. Geogr. Ges. Hamburg*, 1 - 264
- TORQUATO, J. P. & CORDANI, U. G. (1981): Brazil-Africa Geological Links.- *Earth Sci. Rev.*, 17: 155 - 176
- TUREK, A., RIDDLE, C., COZENS, C. J. & TETLEY, N. W. (1976): Determinations of chemical water in rock analysis by Karl Fischer titration.- *Chem. Geol.*, 17:261 - 267
- TRÖGER, W. E. (1969): Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine.- 360 + 90 p; Stuttgart (Schweizerbart)
- ULBRICH, H. H. G. J. & GOMES, C. B. (1981): Alkaline rocks from continental Brazil.- *Earth Science Rev.*, 17: 135 - 154
- UMPIERRE, M. & HALPERN, M. (1971): Edades Estroncio-Rubidio en rocas cristalinas del sur de la Republica Oriental del Uruguay.- *Rev. Asoc. Geol. Argent.*, XXVI/2: 133 - 151
- VAN BERGEN, M. (1984): Magmas and inclusions of Monte Amiata volcano, Tuscany, Italy.- *Geologica Ultraiectina*, 37: 137 p; Ablasserdam (Kanters B. V.)
- VANDOROS, P. RÜEGG, N. R. & CORDANI, U. (1966): On Potassium-Argon age measurements of basaltic rocks from Southern Bra-

- zil.- Earth Planet. Sci. Let., 1: 449 - 452
- VAN HINTE, J. E. (1976 a): A Cretaceous time scale.- Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., 60: 498 - 516
- VAN HINTE, J. E. (1976 b): A Jurassic time scale.- Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., 60: 489 - 497
- VELLARD, M. J. (1934): Sur quelques fossiles de Paraguay.- Mus. Nat. Hist. Nat., Bull. ser. 2 (6): 150 -152
- VIVAR, V. D. & MORINIGO, G. V. (1968): Geologia del Paraguay.- Min. Obr. Publ. Com., 17 p; Asuncion (ms)
- WASSERBURG, G. J. & DEPAOLO, D. J. (1979): Models of earth structure inferred from neodymium and strontium isotopic abundances.- Geophysics, 76: 3594 - 3598
- WALSH, J. N., BUCKLEY, J. & BARKER, J. (1981): The simultaneous determination of the rare earth elements in rocks using inductively coupled plasma source spectrometry.- Chem. Geol., 33: 141 - 153
- WEDEPOHL, K. H. (1985): Origin of the Tertiary basaltic volcanism in the northern Hessian Depression.- Contr. Mineral. Petrol., 89: 122 - 143
- WEGENER, A. (1912): Die Entstehung der Kontinente.- Peterm. geogr. Mitt., 58: 185 - 195
- WELZ, B. (1983): Atomabsorptionsspektroskopie.- 527 p; Weinheim (Verlag Chemie)
- WHITE, I. C. (1908): Relatorio final da Comissao de estudos das Minas de carvao de Pedra do Brasil.- 617 p; Rio de Janeiro (Imprensa Nacional)
- WIENS, F. (1982): Mapa geológico de la region oriental, Republica del Paraguay, escala 1:500000.- Prim. Simp. Rec. Natur. del Paraguay, 8 p + 1 map; Asuncion (ms) s. a. TAC (1981)
- WIENS, F. (1984): El precambrico paraguayo.- I. Simp. Nac. Geol., 7 + 2p + 2 maps; Asuncion (ms)
- WIENS, F. (1986): Zur lithostratigraphischen, petrographischen und strukturellen Entwicklung des Rio Apa Hochlandes, Nordost-Paraguay.- Clausth. Geowiss. Diss., 19: 280 p; Clausthal-Zellerfeld
- WILKINSON, J. F. G. (1982): The genesis of mid-ocean ridge basalt.- Earth Sci. Rev., 18: 1 - 57
- WIMMENAUER, W. (1973): Lamprophyre, Semilamprophyre und anchibasaltische Ganggesteine.- Fortschr. Miner., 55/1: 3 - 67
- WIMMENAUER, W. (1985): Petrographie der magmatischen und metamorphenm Gesteine.- 382 p; Stuttgart (Enke)
- WOLFART, R. (1961): Stratigraphie und Fauna des älteren Paläozoikums (Silur und Devon) in Paraguay.- Jahrb. Bundesants. Bodenf., 78: 29 - 102
- YODER, H. S. & TILLEY, C. E. (1962): Origin of Basalt Magmas: An experimental study of Natural and Synthetic Rock Systems.- J. Petrol., 3, 3: 342 - 532
- ZANETTIN, B. (1984): Proposed New Chemical Classification of Volcanic Rocks.- Episodes, 7/4: 19 - 20

Paraguay

Probenbez	SiO2 [Gew.-%]	TiO2 [Gew.-%]	Al2O3 [Gew.-%]	Fe2O3 [Gew.-%]	FeO [Gew.-%]	MnO [Gew.-%]	MgO [Gew.-%]
1	50,05	2,13	13,47	8,83	5,10	,24	5,53
13	50,16	2,69	13,13	5,81	8,82	,22	5,35
13++	50,29	2,64	13,25	5,63	8,77	,23	5,41
17	52,05	3,44	12,91	9,44	4,06	,21	4,07
21+	49,97	1,98	13,98	4,69	8,12	,20	6,69
27	50,63	1,05	14,05	6,69	5,38	,17	7,02
103	48,08	3,70	13,03	11,99	3,32	,19	4,41
109	49,19	3,06	13,49	11,89	3,90	,19	4,22
108	49,81	3,45	12,17	12,38	4,54	,22	3,73
007	52,96	2,72	12,55	5,69	9,88	,23	3,56
PS7	50,01	1,38	14,10	9,40	3,86	,16	7,45
PS3	49,23	2,70	13,36	6,90	7,80	,23	5,67
PS1	52,07	3,45	12,70	8,56	6,34	,23	3,05
T15	50,21	3,74	13,12	5,87	8,32	,26	4,42
Zor1	49,73	2,03	14,05	6,18	6,60	,21	6,40
14-7-v	49,99	2,50	13,37	4,70	9,31	,21	5,72
Y1	49,61	2,26	12,62	6,65	7,70	,23	4,89
S2	51,88	1,17	17,05	3,11	5,50	,17	4,06
A16	48,48	1,76	12,89	3,10	6,26	,16	7,00
A1	49,12	1,54	15,07	3,45	6,10	,17	5,24
M7	49,93	1,48	13,64	4,10	4,50	,14	6,42
Mb3	51,52	1,48	15,09	3,09	3,36	,09	5,44
M5-1	49,13	1,51	11,10	4,28	4,51	,14	9,35
M1	50,91	1,56	13,10	4,25	4,31	,14	6,61
154	58,41	,54	18,08	2,49	,63	,07	,49
106	48,75	1,64	12,12	5,37	4,05	,16	7,15
102	49,41	1,76	11,99	4,84	4,22	,16	6,90
28	46,57	1,47	14,74	4,68	6,24	,21	5,83
26	48,09	1,53	12,32	4,39	4,67	,16	7,35
25	46,12	1,57	12,73	3,76	6,27	,18	8,53
19	50,81	1,41	13,22	5,35	2,90	,16	4,35
17b	50,61	1,48	13,05	3,58	4,95	,16	6,20
XY	49,44	1,57	13,39	4,01	5,38	,17	6,01
M5-2	51,67	1,65	13,97	4,26	4,75	,16	3,56
StHagr	45,45	1,70	12,92	5,07	6,17	,19	7,90
StHaf	45,47	1,83	13,27	6,19	5,04	,19	6,80
13a	50,80	1,36	15,72	5,84	3,39	,19	2,81
13b	52,19	1,54	13,59	4,71	3,95	,18	3,65
17c	58,73	,82	16,08	3,24	1,67	,12	1,68
53	53,66	1,69	11,70	6,69	1,44	,11	7,30
105	51,74	1,64	13,98	6,63	2,60	,16	3,57
C	54,63	,97	17,55	4,06	1,60	,16	1,40
S1-f	46,93	1,71	14,01	4,80	4,76	,17	6,51
S1-gr	46,68	1,68	13,35	4,55	4,34	,15	7,98

Paraguay

Probenbez	CaO [Gew.-%]	Na2O [Gew.-%]	K2O [Gew.-%]	P2O5 [Gew.-%]	H2O+ [Gew.-%]	CO2 [Gew.-%]	Summe
1	9,31	2,83	1,26	,25	,77	,14	99,91
13	9,68	2,54	1,01	,30	,45	,05	100,21
13++	9,74	2,54	1,02	,29	,49	,06	100,36
17	7,33	2,83	2,06	,53	,82	,13	99,88
21+	10,54	2,39	,78	,22	,54	,09	100,19
27	11,46	2,22	,61	,12	,67	,06	100,13
103	7,60	3,10	1,98	,42	,91	,36	99,09
109	8,09	2,22	2,78	,28	,86	,07	100,24
108	6,37	1,94	4,25	,36	,87	,04	100,13
007	8,04	2,47	1,36	,37	,90	,15	100,88
PS7	9,66	2,32	,27	,15	1,33	,26	100,35
PS3	9,74	2,47	,98	,31	1,53	,59	101,51
PS1	7,18	2,87	2,26	,84	,74	,11	100,40
T15	8,51	2,60	1,12	,52	,73	,04	99,46
Zor1	9,88	2,25	1,96	,22	,65	,05	100,21
14-7-V	9,91	2,54	,96	,27	,40	,08	99,96
Y1	7,06	1,15	5,51	,27	1,59	,05	99,59
S2	7,36	3,89	4,38	,50	,70	,14	99,91
A16	9,31	2,39	6,06	,77	1,07	,17	99,42
A1	8,49	3,60	5,06	,67	,88	,20	99,59
M7	7,43	3,37	5,82	,51	2,14	,09	99,57
Mb3	4,51	2,29	9,31	,51	1,53	,09	98,31
MS-1	8,49	1,63	6,23	,45	1,40	,07	98,29
M1	7,13	1,94	7,27	,53	1,24	,04	99,03
154	1,69	4,49	9,33	,13	2,59	,07	99,01
106	9,56	2,77	4,29	,52	2,28	,09	98,75
102	9,41	2,72	4,78	,57	2,05	,16	98,97
28	11,10	3,26	3,43	,53	1,19	,05	99,30
26	10,11	2,93	5,63	,52	,94	,33	98,97
25	11,48	2,72	4,47	,46	,91	,08	99,28
19	6,77	4,64	6,26	,61	1,54	,05	98,07
17b	8,01	3,03	6,18	,50	1,98	,04	99,77
XY	8,78	2,89	5,09	,55	1,66	,10	99,04
MS-2	6,24	3,06	6,70	,65	1,40	,08	98,15
StHagr	10,85	2,51	4,68	,60	1,01	,17	99,22
StHaf	10,70	2,71	5,16	,77	1,05	,04	99,22
13a	6,34	4,83	4,97	,55	2,72	,33	99,85
13b	7,23	3,40	6,37	,60	1,63	,56	99,60
17c	4,03	4,69	6,69	,32	1,03	,19	99,29
53	4,30	1,11	7,59	,54	1,66	,22	98,01
105	6,23	3,07	6,69	,65	2,06	,19	99,21
C	5,11	4,82	5,58	,29	2,57	,21	98,95
S1-f	9,38	4,65	2,69	,54	3,23	,12	99,50
S1-gr	9,82	2,99	4,51	,53	2,41	1,30	100,29

Paraguay

Probenbez Ba [ppm] Co [ppm] Cr [ppm] Cu [ppm] Ga [ppm] Nb [ppm] Ni [ppm] Pb [ppm] Rb [ppm] Sr [ppm] Th [ppm] Y [ppm] Zn [ppm]

1		50	123	172	20	12	62	4	25	482	1	32	126
13		51	117	295	21	13	57	3	22	475	1	32	113
13++	363	50	120	156	21	13	57	2	21	472	1	32	114
17		44	56	164	22	25	49	7	51	473	4	40	133
21+		51	175	161	22	10	84	2	17	435	1	25	97
27		51	125	94	17	4	69	2	20	187	1	32	87
103		49	47	146	22	19	38	4	39	485	1	36	142
109	290	47	104	221	23	13	53	2	69	601	1	29	101
108	450	54	56	296	22	15	30	3	125	701	1	40	119
007	392	49	51	267	20	14	29	4	37	253	2	50	130
PS7	132	51	196	162	19	3	82	3	8	236	0	30	101
PS3		45	29	36	24	21	17	3	13	565	2	38	122
PS1		39	31	202	24	29	18	6	54	512	4	48	139
T15		51	121	166	21	13	55	3	26	469	1	33	121
Zor1		52	170	170	20	10	80	3	34	749	0	25	102
14-7-V	300	46	130	188	21	11	60	2	21	433	0	30	105
Y1		43	86	244	19	12	45	3	89	396	0	36	113
S2	1167	22	36	20	21	36	12	11	94	1444	10	18	71
A16	1758	36	235	53	17	29	56	7	146	1458	6	15	71
A1		30	67	38	20	43	25	13	100	1963	10	18	77
M7		32	232	64	17	45	73	14	146	1568	10	15	74
Mb3	2067	25	238	61	22	49	90	10	234	1572	10	12	61
M5-1		40	465	57	16	35	110	10	121	1337	8	12	74
M1		32	228	77	18	54	57	18	172	1637	13	14	72
154	816	4	9	10	20	71	8	41	142	950	32	12	50
106		36	269	55	18	44	55	13	85	1087	10	18	75
102		33	177	54	16	52	64	15	83	1623	14	19	80
28		36	50	65	19	36	26	11	69	1737	9	19	79
26		37	244	62	18	45	51	11	125	1791	10	15	77
25	1331	41	250	83	17	39	60	9	115	1385	9	15	71
19		25	52	33	21	83	25	22	107	2277	27	25	91
17b		29	152	49	20	38	49	13	134	1734	7	18	75
XY	1837	31	160	48	19	47	46	14	75	1692	13	20	84
M5-2		40	465	57	16	35	110	10	121	1337	8	12	74
StHagr		49	255	101	18	43	72	11	115	1741	10	16	83
StHaf		45	145	78	17	37	49	7	113	1735	7	16	83
13a	1759	24	26	25	20	44	10	18	113	647	14	24	82
13b	1462	23	32	34	18	66	15	22	117	1049	20	24	82
17c	2339	7	24	20	20	63	12	28	130	1038	19	20	63
53	3709	31	237	49	18	56	123	20	158	1304	17	20	87
105		22	17	59	19	68	16	22	93	1026	19	22	76
C	3901	11	16	14	21	68	9	26	84	1544	22	28	86
S1-f	1318	35	107	53	19	48	46	11	78	1383	10	19	76
S1-gr	1192	37	197	82	19	48	71	11	100	1398	10	18	76

Paraguay

Probenbez	Zr [ppm]	Rb/Sr	Cr/Ni	Na2O + K2O [Gew.-%]	FeO tot. [Gew.-%]	FeO tot./MgO	Na2O/K2O	K2O/TiO2	Zr/Nb
1	153	,052	1,98	4,09	13,05	2,36	2,25	,59	12,75
13	187	,046	2,05	3,55	14,05	2,63	2,51	,38	14,38
13++	184	,044	2,11	3,56	13,84	2,56	2,49	,39	14,15
17	303	,108	1,14	4,89	12,55	3,08	1,37	,60	12,12
21+	132	,039	2,08	3,17	12,34	1,84	3,06	,39	13,20
27	93	,107	1,81	2,83	11,40	1,62	3,64	,58	23,25
103	244	,080	1,24	5,08	14,11	3,20	1,57	,54	12,84
109	170	,115	1,96	5,00	14,60	3,46	,80	,91	13,08
108	219	,178	1,87	6,19	15,68	4,20	,46	1,23	14,60
007	262	,146	1,76	3,83	15,00	4,21	1,82	,50	18,71
PS7	93	,034	2,39	2,59	12,32	1,65	8,59	,20	31,00
PS3	300	,023	1,71	3,45	14,01	2,47	2,52	,36	14,29
PS1	379	,105	1,72	5,13	14,04	4,60	1,27	,66	13,07
T15	195	,055	2,20	3,72	13,60	3,08	2,32	,30	15,00
Zor1	124	,045	2,13	4,21	12,16	1,90	1,15	,97	12,40
14-7-V	171	,048	2,17	3,50	13,54	2,37	2,65	,38	15,55
Y1	175	,225	1,91	6,66	13,68	2,80	,21	2,44	14,58
S2	204	,065	3,00	8,27	8,30	2,04	,89	3,74	5,67
A16	147	,100	4,20	8,45	9,05	1,29	,39	3,44	5,07
A1	213	,051	2,68	8,66	9,20	1,76	,71	3,29	4,95
M7	263	,093	3,18	9,19	8,19	1,28	,58	3,93	5,84
Mb3	268	,149	2,64	11,60	6,14	1,13	,25	6,29	5,47
M5-1	222	,091	4,23	7,86	8,36	,89	,26	4,13	6,34
M1	344	,105	4,00	9,21	8,13	1,23	,27	4,66	6,37
154	718	,149	1,13	13,82	2,87	5,86	,48	17,28	10,11
106	289	,078	4,89	7,06	8,88	1,24	,65	2,62	6,57
102	357	,051	2,77	7,50	8,58	1,24	,57	2,72	6,87
28	198	,040	1,92	6,69	10,45	1,79	,95	2,33	5,50
26	238	,070	4,78	8,56	8,62	1,17	,52	3,68	5,29
25	207	,083	4,17	7,19	9,65	1,13	,61	2,85	5,31
19	564	,047	2,08	10,90	7,71	1,77	,74	4,44	6,80
17b	225	,077	3,10	9,21	8,17	1,32	,49	4,18	5,92
XY	304	,044	3,48	7,98	8,99	1,50	,57	3,24	6,47
M5-2	222	,091	4,23	9,76	8,58	2,41	,46	4,06	6,34
StHagr	208	,066	3,54	7,19	10,73	1,36	,54	2,75	4,84
StHaf	190	,065	2,96	7,87	10,61	1,56	,53	2,82	5,14
13a	307	,175	2,60	9,80	8,64	3,08	,97	3,65	6,98
13b	476	,112	2,13	9,77	8,19	2,24	,53	4,14	7,21
17c	502	,125	2,00	11,38	4,59	2,73	,70	8,16	7,97
53	406	,121	1,93	8,70	7,46	1,02	,15	4,49	7,25
105	525	,091	1,06	9,76	8,57	2,40	,46	4,08	7,72
C	489	,054	1,78	10,40	5,25	3,75	,86	5,75	7,19
S1-f	279	,056	2,33	7,34	9,08	1,39	1,73	1,57	5,81
S1-gr	278	,072	2,77	7,50	8,43	1,06	,66	2,68	5,79

Paraguay

Probenbez	1/Sr	87Sr/86Sr	Pot. I.	S. I.	A. K.	M-Wert	R1	R2	P+Ti	P+Ti+Fe	K/Rb
1	,0021		,07	23,48	,44	42,60	1622	1535	2,38	11,21	418,42
13	,0021	,705980	,03	22,74	,40	40,07	1749	1559	2,99	8,80	381,14
13++	,0021		,02	23,15	,40	40,68	1762	1570	2,93	8,56	403,24
17	,0021		-,73	18,12	,53	36,24	1549	1239	3,97	13,41	335,34
21+	,0023		,11	29,51	,34	48,75	1908	1734	2,20	6,89	380,92
27	,0053		,11	32,03	,30	51,96	2102	1850	1,17	7,86	253,21
103	,0021		-,38	17,78	,55	35,48	1157	1288	4,12	16,11	421,49
109	,0017		-2,06	16,87	,49	33,72	1359	1340	3,34	15,23	334,49
108	,0014		-3,81	13,90	,64	29,49	1116	1105	3,81	16,19	282,27
007	,0040	,706080	-,39	15,51	,44	29,42	1851	1283	3,09	8,78	305,15
PS7	,0042		,55	31,97	,29	51,56	2071	1680	1,53	10,93	280,19
PS3	,0018	,705930	-,01	23,80	,38	41,52	1720	1585	3,01	9,91	625,84
PS1	,0020		-,89	13,21	,56	27,59	1448	1169	4,29	12,85	347,45
T15	,0021		-,02	19,79	,42	36,24	1691	1387	4,26	10,13	357,62
Zor1	,0013		-1,21	27,36	,41	47,98	1670	1650	2,25	8,43	478,59
14-7-V	,0023		,08	24,62	,39	42,59	1768	1606	2,77	7,47	379,52
Y1	,0025	,706070	-5,86	18,88	,62	38,52	1173	1246	2,53	9,18	513,98
S2	,0007	,707710	-1,99	19,39	,65	46,08	793	1323	1,67	4,78	386,84
A16	,0007		-5,17	28,21	,81	57,54	670	1596	2,53	5,63	344,59
A1	,0005	,707180	-2,96	22,35	,75	49,91	519	1464	2,21	5,66	420,08
M7	,0006		-3,95	26,52	,86	57,88	506	1381	1,99	6,09	330,94
Mb3	,0006		-8,52	23,16	,92	60,89	236	1048	1,99	5,08	330,31
M5-1	,0007		-6,10	35,96	,85	66,23	969	1590	1,96	6,24	427,45
M1	,0006	,707170	-6,83	27,11	,84	58,75	739	1348	2,09	6,34	350,90
154	,0011		-6,34	2,81	,96	22,90	24	560	,67	3,16	545,48
106	,0009		-3,02	30,26	,76	58,50	975	1615	2,16	7,53	419,01
102	,0006		-3,56	29,41	,80	58,48	928	1584	2,33	7,17	478,12
28	,0006		-1,67	24,87	,61	49,37	818	1766	2,00	6,68	412,69
26	,0006		-4,20	29,44	,88	59,88	571	1688	2,05	6,44	373,92
25	,0007	,706930	-3,25	33,13	,73	60,73	756	1901	2,03	5,79	322,70
19	,0004		-3,12	18,51	1,09	49,62	26	1199	2,02	7,37	485,71
17b	,0006		-4,65	25,90	,89	57,02	588	1421	1,98	5,56	382,88
XY	,0006	,707400	-3,70	25,71	,76	53,92	790	1500	2,12	6,13	563,43
M5-2	,0007		-5,14	15,94	,88	42,06	511	1118	2,30	6,56	459,70
StHagr	,0006		-3,67	30,00	,71	56,32	703	1806	2,30	7,37	337,86
StHaf	,0006	,706940	-3,95	26,25	,75	52,89	522	1742	2,60	8,79	379,10
13a	,0015		-1,64	12,87	,84	36,19	235	1126	1,91	7,75	365,14
13b	,0010	,707610	-4,47	16,53	,92	43,75	516	1221	2,14	6,85	452,00
17c	,0010	,707340	-3,50	9,35	,93	38,90	538	830	1,14	4,38	427,23
53	,0008		-7,98	30,25	,86	63,23	1158	1052	2,23	8,92	398,81
105	,0010		-5,12	15,82	,88	42,18	515	1118	2,29	8,92	597,21
C	,0006		-2,26	8,02	,79	31,56	456	960	1,26	5,32	551,49
S1-f	,0007		,46	27,81	,75	55,65	554	1601	2,25	7,05	286,31
S1-gr	,0007	,707200	-3,02	32,75	,73	62,37	719	1708	2,21	6,76	374,42

Tab. A2 CIPW-Normen der Basalte und der K-betonten Alkalimagmatite der Guaira-Paraguari-Alkali-Provinz.

Probe: Y 1

Q = 2.60
 or = 33.24
 ab = 9.93
 an = 13.27
 fs = 4.49
 en = 12.43
 wo = 8.67
 ap = .64
 il = 4.90
 mt = 9.84

an-Gehalt des Plag: 55.74
 Farbzahl: 40.95

Probe: 14-7-V

Q = 10.01
 or = 6.71
 ab = 22.29
 an = 21.09
 fs = 3.23
 en = 11.15
 wo = 7.65
 ap = 1.22
 il = 8.05
 mt = 8.62

an-Gehalt des Plag: 47.15
 Farbzahl: 39.89

Probe: M 7

or = 35.33
 ab = 16.96
 an = 5.04
 ne = 6.68
 wo = 12.33
 fo = 11.51
 fa = 1.65
 ap = 1.21
 il = 3.23
 mt = 6.11

an-Gehalt des Plag: 21.87
 Farbzahl: 35.99

Probe: 007

Q = 12.12
 or = 8.05
 ab = 20.94
 an = 19.17
 fs = 8.26
 en = 8.88
 wo = 7.69
 ap = .86
 il = 5.79
 mt = 8.26

an-Gehalt des Plag: 46.33
 Farbzahl: 39.72

Probe: zor 1

Q = 3.03
 or = 11.64
 ab = 19.13
 an = 22.56
 fs = 3.22
 en = 16.02
 wo = 10.58
 ap = .51
 il = 4.33
 mt = 9.00

an-Gehalt des Plag: 52.64
 Farbzahl: 43.64

Probe: Mb 3

or = 56.89
 ab = 5.38
 an = 3.52
 ne = 7.94
 wo = 6.78
 fo = 9.82
 fa = .58
 ap = 1.22
 il = 3.25
 mt = 4.63

an-Gehalt des Plag: 38.12
 Farbzahl: 26.26

Probe: PS 7

Q = 8.32
 or = 1.62
 ab = 19.88
 an = 27.60
 fs = .29
 en = 18.79
 wo = 8.35
 ap = .35
 il = 2.97
 mt = 7.53
 hm = 4.32

an-Gehalt des Plag: 56.69
 Farbzahl: 42.58

Probe: 14-7-V

Q = 4.15
 or = 5.70
 ab = 21.61
 an = 22.36
 fs = 8.48
 en = 14.32
 wo = 10.59
 ap = .63
 il = 5.34
 mt = 6.85

an-Gehalt des Plag: 49.38
 Farbzahl: 46.18

Probe: M5-2

or = 40.96
 ab = 23.04
 an = 4.75
 ne = 2.03
 wo = 9.59
 fo = 6.43
 fa = 1.67
 ap = 1.56
 il = 3.63
 mt = 6.39

Probe: 1

Q = 6.37
 or = 7.52
 ab = 24.19
 an = 20.54
 fs = .45
 en = 13.91
 wo = 10.26
 ap = .58
 il = 4.57
 mt = 8.81
 hm = 2.85

an-Gehalt des Plag:
 Farbzahl: 44.45
 41.38

Probe: 17

Q = 10.92
 or = 12.30
 ab = 24.21
 an = 16.62
 fs = .39
 en = 10.25
 wo = 6.98
 ap = 1.24
 il = 7.39
 mt = .63
 hm = 9.11

an-Gehalt des Plag:
 Farbzahl: 39.29
 35.95

Probe: PS 3

Q = 6.27
 or = 5.83
 ab = 21.03
 an = 22.61
 fs = 3.49
 en = 14.21
 wo = 10.05
 ap = .72
 il = 5.77
 mt = 10.07

an-Gehalt des Plag:
 Farbzahl: 50.33
 44.27

Probe: 13

Q = 6.14
 or = 5.99
 ab = 21.56
 an = 21.50
 fs = 6.26
 en = 13.36
 wo = 10.35
 ap = .69
 il = 5.73
 mt = 8.45

an-Gehalt des Plag:
 Farbzahl: 48.46
 44.81

Probe: 21

Q = 3.39
 or = 4.63
 ab = 20.31
 an = 25.23
 fs = 7.35
 en = 16.74
 wo = 10.84
 ap = .51
 il = 4.22
 mt = 6.83

an-Gehalt des Plag:
 Farbzahl: 53.93
 46.44

Probe: PS 1

Q = 12.27
 or = 13.42
 ab = 24.39
 an = 15.16
 fs = .42
 en = 7.63
 wo = 6.33
 ap = 1.95
 il = 7.36
 mt = 7.97
 hm = 3.10

an-Gehalt des Plag:
 Farbzahl: 36.94
 34.75

Probe: 13++

Q = 5.91
 or = 6.04
 ab = 21.53
 an = 21.78
 fs = 6.44
 en = 13.49
 wo = 10.37
 ap = .67
 il = 5.62
 mt = 8.18

an-Gehalt des Plag:
 Farbzahl: 48.81
 44.73

Probe: 27

Q = 5.97
 or = 3.63
 ab = 18.89
 an = 26.73
 fs = 2.51
 en = 17.59
 wo = 12.44
 ap = .28
 il = 2.24
 mt = 9.76

an-Gehalt des Plag:
 Farbzahl: 57.14
 44.77

Probe: 103

Q = 4.88
 or = 11.96
 ab = 26.82
 an = 16.14
 fs = .36
 en = 11.23
 wo = 8.21
 ap = .99
 il = 6.41
 ru = .76
 hm = 12.26

an-Gehalt des Plag:
 Farbzahl: 36.20
 40.19

Probe: 109

Q = 6.94
 or = 16.54
 ab = 18.92
 an = 18.76
 fs = .35
 en = 10.58
 wo = 8.30
 ap = .65
 il = 6.55
 mt = 1.49
 hm = 10.94

an-Gehalt des Plag:
 Farbzahl: 48.32
 38.84

Probe: 108

Q = 7.68
 or = 25.31
 ab = 16.54
 an = 12.04
 fs = .41
 en = 9.36
 wo = 7.31
 ap = .84
 il = 7.39
 mt = 2.15
 hm = 10.99

an-Gehalt des Plag:
 Farbzahl: 40.69
 38.42

<p>Probe: 25</p> <table border="0"> <tr><td>or =</td><td>26.87</td></tr> <tr><td>ab =</td><td>5.47</td></tr> <tr><td>an =</td><td>9.49</td></tr> <tr><td>ne =</td><td>9.72</td></tr> <tr><td>wo =</td><td>19.03</td></tr> <tr><td>fo =</td><td>15.15</td></tr> <tr><td>fa =</td><td>4.32</td></tr> <tr><td>ap =</td><td>1.08</td></tr> <tr><td>il =</td><td>3.39</td></tr> <tr><td>mt =</td><td>5.55</td></tr> </table> <p>an-Gehalt des Plag: 62.03 Farbzahl: 48.45</p>	or =	26.87	ab =	5.47	an =	9.49	ne =	9.72	wo =	19.03	fo =	15.15	fa =	4.32	ap =	1.08	il =	3.39	mt =	5.55	<p>Probe: 102</p> <table border="0"> <tr><td>or =</td><td>29.19</td></tr> <tr><td>ab =</td><td>22.44</td></tr> <tr><td>an =</td><td>6.60</td></tr> <tr><td>ne =</td><td>5.73</td></tr> <tr><td>wo =</td><td>15.84</td></tr> <tr><td>fo =</td><td>12.45</td></tr> <tr><td>fa =</td><td>3.33</td></tr> <tr><td>ap =</td><td>1.36</td></tr> <tr><td>il =</td><td>3.86</td></tr> <tr><td>mt =</td><td>7.25</td></tr> </table> <p>an-Gehalt des Plag: 21.72 Farbzahl: 41.04</p>	or =	29.19	ab =	22.44	an =	6.60	ne =	5.73	wo =	15.84	fo =	12.45	fa =	3.33	ap =	1.36	il =	3.86	mt =	7.25	<p>Probe: M 1</p> <table border="0"> <tr><td>or =</td><td>43.95</td></tr> <tr><td>ab =</td><td>13.35</td></tr> <tr><td>an =</td><td>5.69</td></tr> <tr><td>ne =</td><td>1.87</td></tr> <tr><td>wo =</td><td>11.29</td></tr> <tr><td>fo =</td><td>11.80</td></tr> <tr><td>fa =</td><td>1.14</td></tr> <tr><td>ap =</td><td>1.26</td></tr> <tr><td>il =</td><td>3.39</td></tr> <tr><td>mt =</td><td>6.30</td></tr> </table> <p>an-Gehalt des Plag: 28.68 Farbzahl: 35.14</p>	or =	43.95	ab =	13.35	an =	5.69	ne =	1.87	wo =	11.29	fo =	11.80	fa =	1.14	ap =	1.26	il =	3.39	mt =	6.30	<p>Probe: XY</p> <table border="0"> <tr><td>or =</td><td>30.92</td></tr> <tr><td>ab =</td><td>19.24</td></tr> <tr><td>an =</td><td>8.77</td></tr> <tr><td>ne =</td><td>3.19</td></tr> <tr><td>wo =</td><td>13.54</td></tr> <tr><td>fo =</td><td>10.78</td></tr> <tr><td>fa =</td><td>2.89</td></tr> <tr><td>ap =</td><td>1.31</td></tr> <tr><td>il =</td><td>3.43</td></tr> <tr><td>mt =</td><td>5.98</td></tr> </table> <p>an-Gehalt des Plag: 30.06 Farbzahl: 37.88</p>	or =	30.92	ab =	19.24	an =	8.77	ne =	3.19	wo =	13.54	fo =	10.78	fa =	2.89	ap =	1.31	il =	3.43	mt =	5.98						
or =	26.87																																																																																								
ab =	5.47																																																																																								
an =	9.49																																																																																								
ne =	9.72																																																																																								
wo =	19.03																																																																																								
fo =	15.15																																																																																								
fa =	4.32																																																																																								
ap =	1.08																																																																																								
il =	3.39																																																																																								
mt =	5.55																																																																																								
or =	29.19																																																																																								
ab =	22.44																																																																																								
an =	6.60																																																																																								
ne =	5.73																																																																																								
wo =	15.84																																																																																								
fo =	12.45																																																																																								
fa =	3.33																																																																																								
ap =	1.36																																																																																								
il =	3.86																																																																																								
mt =	7.25																																																																																								
or =	43.95																																																																																								
ab =	13.35																																																																																								
an =	5.69																																																																																								
ne =	1.87																																																																																								
wo =	11.29																																																																																								
fo =	11.80																																																																																								
fa =	1.14																																																																																								
ap =	1.26																																																																																								
il =	3.39																																																																																								
mt =	6.30																																																																																								
or =	30.92																																																																																								
ab =	19.24																																																																																								
an =	8.77																																																																																								
ne =	3.19																																																																																								
wo =	13.54																																																																																								
fo =	10.78																																																																																								
fa =	2.89																																																																																								
ap =	1.31																																																																																								
il =	3.43																																																																																								
mt =	5.98																																																																																								
<p>Probe: 19</p> <table border="0"> <tr><td>or =</td><td>38.34</td></tr> <tr><td>ab =</td><td>15.27</td></tr> <tr><td>ne =</td><td>10.34</td></tr> <tr><td>wo =</td><td>12.86</td></tr> <tr><td>ac =</td><td>5.58</td></tr> <tr><td>fo =</td><td>7.87</td></tr> <tr><td>fa =</td><td>.24</td></tr> <tr><td>ap =</td><td>1.46</td></tr> <tr><td>il =</td><td>3.10</td></tr> <tr><td>mt =</td><td>4.39</td></tr> <tr><td>hm =</td><td>.59</td></tr> </table> <p>an-Gehalt des Plag: 0.00 Farbzahl: 36.05</p>	or =	38.34	ab =	15.27	ne =	10.34	wo =	12.86	ac =	5.58	fo =	7.87	fa =	.24	ap =	1.46	il =	3.10	mt =	4.39	hm =	.59	<p>Probe: 28</p> <table border="0"> <tr><td>or =</td><td>20.67</td></tr> <tr><td>ab =</td><td>15.95</td></tr> <tr><td>an =</td><td>15.76</td></tr> <tr><td>ne =</td><td>6.59</td></tr> <tr><td>wo =</td><td>15.45</td></tr> <tr><td>fo =</td><td>10.38</td></tr> <tr><td>ac =</td><td>3.89</td></tr> <tr><td>fa =</td><td>1.25</td></tr> <tr><td>ap =</td><td>3.18</td></tr> <tr><td>il =</td><td>3.18</td></tr> <tr><td>mt =</td><td>6.92</td></tr> </table> <p>an-Gehalt des Plag: 48.22 Farbzahl: 41.02</p>	or =	20.67	ab =	15.95	an =	15.76	ne =	6.59	wo =	15.45	fo =	10.38	ac =	3.89	fa =	1.25	ap =	3.18	il =	3.18	mt =	6.92	<p>Probe: 154</p> <table border="0"> <tr><td>or =</td><td>57.22</td></tr> <tr><td>ab =</td><td>26.33</td></tr> <tr><td>an =</td><td>1.69</td></tr> <tr><td>ne =</td><td>7.09</td></tr> <tr><td>wo =</td><td>2.57</td></tr> <tr><td>fo =</td><td>.89</td></tr> <tr><td>fa =</td><td>.10</td></tr> <tr><td>ap =</td><td>.31</td></tr> <tr><td>il =</td><td>1.19</td></tr> <tr><td>mt =</td><td>.08</td></tr> <tr><td>hm =</td><td>2.53</td></tr> </table> <p>an-Gehalt des Plag: 5.69 Farbzahl: 7.66</p>	or =	57.22	ab =	26.33	an =	1.69	ne =	7.09	wo =	2.57	fo =	.89	fa =	.10	ap =	.31	il =	1.19	mt =	.08	hm =	2.53	<p>Probe: S 2</p> <table border="0"> <tr><td>or =</td><td>26.13</td></tr> <tr><td>ab =</td><td>27.86</td></tr> <tr><td>an =</td><td>16.28</td></tr> <tr><td>ne =</td><td>2.90</td></tr> <tr><td>wo =</td><td>7.24</td></tr> <tr><td>fo =</td><td>7.15</td></tr> <tr><td>fa =</td><td>4.23</td></tr> <tr><td>ap =</td><td>1.17</td></tr> <tr><td>il =</td><td>2.51</td></tr> <tr><td>mt =</td><td>4.55</td></tr> </table> <p>an-Gehalt des Plag: 35.51 Farbzahl: 26.83</p>	or =	26.13	ab =	27.86	an =	16.28	ne =	2.90	wo =	7.24	fo =	7.15	fa =	4.23	ap =	1.17	il =	2.51	mt =	4.55
or =	38.34																																																																																								
ab =	15.27																																																																																								
ne =	10.34																																																																																								
wo =	12.86																																																																																								
ac =	5.58																																																																																								
fo =	7.87																																																																																								
fa =	.24																																																																																								
ap =	1.46																																																																																								
il =	3.10																																																																																								
mt =	4.39																																																																																								
hm =	.59																																																																																								
or =	20.67																																																																																								
ab =	15.95																																																																																								
an =	15.76																																																																																								
ne =	6.59																																																																																								
wo =	15.45																																																																																								
fo =	10.38																																																																																								
ac =	3.89																																																																																								
fa =	1.25																																																																																								
ap =	3.18																																																																																								
il =	3.18																																																																																								
mt =	6.92																																																																																								
or =	57.22																																																																																								
ab =	26.33																																																																																								
an =	1.69																																																																																								
ne =	7.09																																																																																								
wo =	2.57																																																																																								
fo =	.89																																																																																								
fa =	.10																																																																																								
ap =	.31																																																																																								
il =	1.19																																																																																								
mt =	.08																																																																																								
hm =	2.53																																																																																								
or =	26.13																																																																																								
ab =	27.86																																																																																								
an =	16.28																																																																																								
ne =	2.90																																																																																								
wo =	7.24																																																																																								
fo =	7.15																																																																																								
fa =	4.23																																																																																								
ap =	1.17																																																																																								
il =	2.51																																																																																								
mt =	4.55																																																																																								
<p>Probe: 17 b</p> <table border="0"> <tr><td>or =</td><td>37.36</td></tr> <tr><td>ab =</td><td>15.64</td></tr> <tr><td>an =</td><td>3.84</td></tr> <tr><td>ne =</td><td>5.73</td></tr> <tr><td>wo =</td><td>14.03</td></tr> <tr><td>fo =</td><td>11.07</td></tr> <tr><td>fa =</td><td>2.66</td></tr> <tr><td>ap =</td><td>1.18</td></tr> <tr><td>il =</td><td>3.22</td></tr> <tr><td>mt =</td><td>5.31</td></tr> </table> <p>an-Gehalt des Plag: 18.79 Farbzahl: 37.42</p>	or =	37.36	ab =	15.64	an =	3.84	ne =	5.73	wo =	14.03	fo =	11.07	fa =	2.66	ap =	1.18	il =	3.22	mt =	5.31	<p>Probe: 106</p> <table border="0"> <tr><td>or =</td><td>26.30</td></tr> <tr><td>ab =</td><td>23.40</td></tr> <tr><td>an =</td><td>8.27</td></tr> <tr><td>ne =</td><td>.49</td></tr> <tr><td>wo =</td><td>15.68</td></tr> <tr><td>fo =</td><td>12.95</td></tr> <tr><td>fa =</td><td>.24</td></tr> <tr><td>ap =</td><td>1.25</td></tr> <tr><td>il =</td><td>3.61</td></tr> <tr><td>mt =</td><td>7.38</td></tr> <tr><td>hm =</td><td>.48</td></tr> </table> <p>an-Gehalt des Plag: 24.98 Farbzahl: 41.53</p>	or =	26.30	ab =	23.40	an =	8.27	ne =	.49	wo =	15.68	fo =	12.95	fa =	.24	ap =	1.25	il =	3.61	mt =	7.38	hm =	.48	<p>Probe: St Ha gr</p> <table border="0"> <tr><td>or =</td><td>28.21</td></tr> <tr><td>ab =</td><td>6.47</td></tr> <tr><td>an =</td><td>10.37</td></tr> <tr><td>ne =</td><td>8.23</td></tr> <tr><td>wo =</td><td>16.99</td></tr> <tr><td>fo =</td><td>14.06</td></tr> <tr><td>fa =</td><td>3.14</td></tr> <tr><td>ap =</td><td>1.42</td></tr> <tr><td>il =</td><td>3.68</td></tr> <tr><td>mt =</td><td>7.49</td></tr> </table> <p>an-Gehalt des Plag: 60.19 Farbzahl: 46.72</p>	or =	28.21	ab =	6.47	an =	10.37	ne =	8.23	wo =	16.99	fo =	14.06	fa =	3.14	ap =	1.42	il =	3.68	mt =	7.49																									
or =	37.36																																																																																								
ab =	15.64																																																																																								
an =	3.84																																																																																								
ne =	5.73																																																																																								
wo =	14.03																																																																																								
fo =	11.07																																																																																								
fa =	2.66																																																																																								
ap =	1.18																																																																																								
il =	3.22																																																																																								
mt =	5.31																																																																																								
or =	26.30																																																																																								
ab =	23.40																																																																																								
an =	8.27																																																																																								
ne =	.49																																																																																								
wo =	15.68																																																																																								
fo =	12.95																																																																																								
fa =	.24																																																																																								
ap =	1.25																																																																																								
il =	3.61																																																																																								
mt =	7.38																																																																																								
hm =	.48																																																																																								
or =	28.21																																																																																								
ab =	6.47																																																																																								
an =	10.37																																																																																								
ne =	8.23																																																																																								
wo =	16.99																																																																																								
fo =	14.06																																																																																								
fa =	3.14																																																																																								
ap =	1.42																																																																																								
il =	3.68																																																																																								
mt =	7.49																																																																																								

Probe: St Ha f or = 31.07 ab = 6.58 an = 8.97 ne = 9.09 wo = 16.76 fo = 12.09 fa = 5.56 ap = 1.82 il = 3.96 mt = 9.15 an-Gehalt des Plag: 56.25 Farbzahl: 44.28	Probe: S 1 f or = 16.53 ab = 25.17 an = 9.79 ne = 8.53 wo = 14.65 fo = 11.82 fa = 1.25 ap = 1.30 il = 3.78 mt = 7.24 an-Gehalt des Plag: 26.82 Farbzahl: 39.97	Probe: 13 a or = 30.34 ab = 28.88 an = 6.75 ne = 7.23 wo = 9.23 fo = 5.07 fa = 1.28 ap = 1.32 il = 2.98 mt = 6.19 hm = 1.76 an-Gehalt des Plag: 18.05 Farbzahl: 26.80	Probe: 53 or = 2.46 ab = 46.66 an = 9.77 ne = 4.71 fs = 21 en = 18.91 wo = 5.79 ap = 1.30 il = 2.83 ru = 4.43 hm = 6.96 an-Gehalt des Plag: 31.24 Farbzahl: 36.41
Probe: A 16 or = 36.47 ab = 8.28 an = 6.67 ne = 6.51 wo = 14.72 fo = 12.44 fa = 4.40 ap = 1.82 il = 3.81 mt = 4.58 an-Gehalt des Plag: 42.28 Farbzahl: 41.77	Probe: S 1 gr or = 27.59 ab = 12.60 an = 10.03 ne = 7.36 wo = 15.44 fo = 14.42 fa = 81 ap = 1.27 il = 3.69 mt = 6.83 an-Gehalt des Plag: 42.86 Farbzahl: 42.41	Probe: 13 b or = 38.64 ab = 24.27 an = 3.09 ne = 2.85 wo = 12.45 fo = 6.54 fa = 41 ap = 1.43 il = 3.36 mt = 7.01 an-Gehalt des Plag: 10.71 Farbzahl: 31.15	Probe: 105 or = 40.77 ab = 24.09 an = 4.75 ne = 1.46 wo = 9.53 fo = 6.43 fa = 23 ap = 1.55 il = 3.59 mt = 2.51 hm = 5.10 an-Gehalt des Plag: 15.68 Farbzahl: 28.92
Probe: A 1 or = 30.35 ab = 16.18 an = 10.17 ne = 7.98 wo = 11.79 fo = 9.28 fa = 4.29 ap = 1.57 il = 3.32 mt = 5.08 an-Gehalt des Plag: 37.19 Farbzahl: 35.31	Probe: M5-1 or = 38.02 ab = 11.90 an = 4.72 ne = 1.27 wo = 14.98 fo = 16.85 fa = 1.50 ap = 1.08 il = 3.31 mt = 6.41 an-Gehalt des Plag: 27.22 Farbzahl: 44.08	Probe: 17 c or = 40.31 ab = 40.47 an = 3.13 fs = 2.83 en = 0.05 wo = 6.34 fo = 2.95 fa = 1.17 ap = 0.76 il = 1.78 mt = 2.46 hm = 1.61 an-Gehalt des Plag: 6.79 Farbzahl: 16.09	Probe: C or = 34.29 ab = 35.49 an = 10.16 ne = 3.75 wo = 5.96 fo = 2.54 fa = 0.24 ap = 0.69 il = 2.14 mt = 1.71 hm = 3.04 an-Gehalt des Plag: 21.25 Farbzahl: 16.31

Tab. A3 Richtigkeit und Reproduzierbarkeit der Hauptelementdaten (Gew.-%) am Beispiel des USGS-Referenzgesteins AGV-1 und der daran in Gießen mittels RFA erzielten Werte (x) nach ARETZ (1986).

Element-oxid	Anzahl der Messungen N	Literaturwerte			Mittelwert i	absolute Standardabweichung s	Streuereich (Einzelwert) P=95%		
		FLANAGAN (1976)	ABBEY (1983)	GLADNEY et al. (1983)			x _{95%}	x _{5%}	P=95%
SiO ₂	50	59,00 ¹⁾	59,61	59,25	59,80	0,17	59,24	60,13	0,34
TiO ₂	50	1,04	1,06	1,06	1,05	0,01	1,04	1,07	0,02
Al ₂ O ₃	50	17,25 ¹⁾	17,19	17,15	17,29	0,07	17,13	17,41	0,14
Fe ₂ O ₃ ¹⁾	50	6,76	6,78	6,76	6,82	0,03	6,73	6,91	0,06
MnO	50	0,097	0,10	0,096	0,097	0,005	0,09	0,10	0,01
MgO	50	1,53	1,52	1,53	1,65	0,02	1,61	1,68	0,04
CaO	50	4,90	4,94	4,94	5,05	0,07	4,95	5,15	0,14
Na ₂ O	50	4,26	4,32	4,25	4,39	0,04	4,30	4,45	0,08
K ₂ O	50	2,89	2,92	2,90	2,94	0,01	2,91	2,97	0,02
PrOs	50	0,49	0,51	0,48	0,50	0,006	0,49	0,52	0,01

¹⁾ Gesamteisen als Fe₂O₃

²⁾ empfohlener Literaturwert

Tab. A4 Meßergebnisse (Gew.-%) der bei der Messung der Hauptelemente verwendeten Referenzgesteine BM, DR-N und AGV-1 (jeweils zwei Werte). Literaturwerte zu den Standards BM und DR-N bei OSTROMOV (1979) und GOVINDARAJU (1982).

Element	BM	DR-N	AGV-1
SiO ₂	49,50 49,50	52,94 53,38	59,77 60,02
TiO ₂	1,12 1,12	1,05 1,06	1,06 1,06
Al ₂ O ₃	16,17 16,19	17,65 17,75	17,29 17,36
Fe ₂ O ₃	9,7 9,7	9,67 9,71	6,81 6,83
MnO	0,15 0,15	0,22 0,22	0,10 0,10
MgO	7,48 7,52	4,34 4,39	1,66 1,66
CaO	6,50 6,62	7,17 7,24	5,13 5,15
Na ₂ O	4,71 4,89	3,03 3,08	4,40 4,37
K ₂ O	0,18 0,19	1,71 1,72	2,94 2,95
P ₂ O ₅	0,12 0,12	0,24 0,24	0,50 0,50

Die Spurenelemente wurden von Herrn Dr. J. ARETZ und Frau M. GRÜNHÄUSER (Institut für Lithosphärenforschung der Universität Gießen) gemessen. Die mitgemessenen Referenzproben (BE-N, DR-N und AGV-1) ergaben eine gute Richtigkeit und Reproduzierbarkeit für die mittels RFA gemessenen Spurenelemente.

Tab. A5 Reproduzierbarkeit der Bestimmungen (Gew.-%) von FeO, CO₂ und H₂O am institutsinternen Standard (Inst. f. Lithosphärenforschung, Uni Gießen) "Albtalgranit" nach ARETZ (1986).

Elementoxid	Anzahl der Messungen N	Mittelwert \bar{x}	absolute Standardabweichung σ	x_{min}	x_{max}	Streubereich (Einzelwert) P=95%
FeO	33	2.27	0.04	2.19	2.34	0.08
CO ₂	116	0.11	0.008	0.08	0.13	0.01 _s
H ₂ O*	127	0.90	0.05	0.76	0.01	0.10

Tab. A6 Gehalte (Gew.-%) an FeO, CO₂ und H₂O des laborinternen Standards "Albtalgranit" (Gießen) bei den FeO-, CO₂- und H₂O-Bestimmungen (zwei bzw. drei Messungen) an den hier bearbeiteten Proben.

FeO	2,36	CO ₂	0,13	H ₂ O	0,95
	2,30		0,12		0,84
			0,12		0,92

Tab. A7 Reproduzierbarkeit der SE-Gehalte (ppm) am Beispiel des institutsinternen (Inst. f. Lithosphärenforschung, Uni Gießen) Laborstandards "Albtalgranit" (Analysemethode ICP-AES) nach ARETZ (1986).

Element	Anzahl der Meßwerte N	Mittelwert \bar{x}	absolute Standardabweichung s
La	28	41	3
Ce	28	88	6
Pr	17	9	1
Nd	28	35	3
Sm	27	7.4	0.4
Eu	26	0.96	0.06
Gd	25	4.8	0.5
Tb	18	0.65	0.17
Dy	26	4.0	0.3
Ho	28	0.48	0.09
Er	25	1.7	0.14
Tm	16	0.19	0.04
Yb	27	1.8	0.14
Lu	26	0.24	0.02

Tab. A8 SE-Gehalte (ppm) des laborinternen Standards "Albtalgranit" (Gießen) und des internationalen Standards DR-N bei den SE-Messungen (ICP-AES) an den hier bearbeiteten Proben. Literaturwerte zum Referenzgestein "DR-N" finden sich bei GOVINDARAJU (1982).

Element	Albtalgranit	DR-N
La	44	21
	42	20
Ce	91	45
	84	45
Pr	9	5
	9	4
Nd	36	23
	35	19
Sm	7,2	5,1
	7,5	4,8
Eu	1,13	1,45
Gd	4,6	4,9
	4,8	4,9
Tb	0,94	1,04
Dy	3,7	4,6
	3,9	4,2
Ho	0,68	0,92
Er	1,8	2,7
Tm	0,12	0,2
Yb	1,7	2,6
Lu	0,26	0,35

Bei manchen SSE wurde nur ein Probendurchlauf gemessen.

Tab. A9 CIPW-Normen der Nephelinite, Basanite und Phonolithe der Asuncion-Provinz, berechnet von J. ARETZ (Gießen) nach einem von H. RINN (Institut für Lithosphärenforschung der Universität Gießen) erstellten CIPW-Normen-Kalkulationsprogramm.

<u>Probe</u>	<u>A 1</u>	<u>C 1</u>	<u>L 1</u>	<u>P 1</u>	<u>Tac 1</u>	<u>B 1</u>	<u>B 2b</u>
Or	8,7	11,5	8,3	6,9	7,1	33,2	30,4
Ab	8,2	0,5	2,3	3,0	---	20,1	22,0
An	15,6	9,4	12,1	15,0	12,8	---	---
Ne	14,4	18,3	15,4	16,9	19,2	29,6	28,9
Lc	---	---	---	---	3,0	---	---
Aeg.-Aug.	---	---	---	---	---	8,1	6,6
Na ₂ SiO ₃	---	---	---	---	---	0,2	---
Di	28,0	32,2	29,0	30,6	31,3	1,9	1,7
Ol	7,3	14,1	16,2	12,0	12,2	0,6	1,2
Mt	8,2	5,6	6,6	6,1	6,5	---	1,0
Il	4,3	4,2	4,9	4,8	4,9	0,5	1,1
Hm	0,7	---	---	---	---	---	---
Ap	1,9	2,4	2,3	1,7	1,8	0,2	0,4
Cc	0,5	0,2	0,3	0,2	0,2	0,7	2,7

Tab. A10 K-Ar-Alter des internationalen Standards LP6-B (Biotit) und des laborinternen (Laboratorium für Geochronologie) Standards BAER-M (Muskovit) bei den Altersbestimmungen an den Proben aus Paraguay.

Stand.	K (%)	Run	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ ccm STP	Luft (%)	Alter $\pm 1 \sigma$ (Ma)
LP6-B	8,30	5421	$0,4229 * 10^{-4}$	15,5	$126,5 \pm 4,8$
LP6-B	8,30	5454	$0,4377 * 10^{-4}$	11,7	$130,8 \pm 4,6$
LP6-B	8,30	5458	$0,4283 * 10^{-4}$	13,8	$128,1 \pm 4,8$
LP6-B	8,30	5586	$0,4221 * 10^{-4}$	11,7	$126,3 \pm 4,5$
LP6-B	8,30	5761	$0,4363 * 10^{-4}$	11,6	$130,4 \pm 4,6$
LP6-B	8,30	5845	$0,4309 * 10^{-4}$	16,7	$128,9 \pm 5,1$
BAER-M	8,47	5866	$0,1137 * 10^{-3}$	5,2	$315,9 \pm 10,4$
BAER-M	8,47	5914	$0,1178 * 10^{-3}$	5,1	$326,5 \pm 10,6$

Für den internationalen Biotitstandard LP-6 Bio (INGAMELLS & ENGELS 1976) wird in ODIN (1982) ein empfohlener Alterswert von $127,7 \pm 1,4$ Ma angegeben, berechnet nach den Angaben bei INGAMELLS & ENGELS (1976).

Für den institutsinternen (Laboratorium für Geochronologie der Universität Heidelberg) Muskovitstandard BAER-M gibt RITTMANN (1984) ein $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter (Gesamalter) von $326,2 \pm 0,6$ Ma an.

Tab. A11 Sr-Isotopie-Messungen am internationalen Sr-Isotopen-Standard NBS-SrCO₃ 987 bei den Messungen an den Proben aus Paraguay.

Run	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis ± 2 sigma
Pi 909	$0,71028 \pm 0,00002$
PB 01	$0,71026 \pm 0,00013$
Pi 1002	$0,71026 \pm 0,00002$

Sollwert laut NBS-Zertifikat:

$$0,71014 \pm 0,00020$$

Verzeichnis der Probenfundpunkte und Aufschlußbeschreibungen

1. h:566 r:589 Proben : M 1, M 4, M 5-1, M 5-2, M 7, M 9,
Mb 1, Mb 1a, Mb 1b, Mb 1c, Mb 1d, Mb 3, Mb 4

Aufgelassener Steinbruch, NW Ortsausgang Mbocayaty, 10 m rechts der Hauptverkehrsstraße. Alkaliintrusiv-Stock mit Foidsyeniten und Maligniten, schwarzen und hellgrauen Alkaliganggesteinen, auf der NE-Seite Subintrusivbrekzie und verwitterter, gangförmiger lamproitischer Phonolith mit goldgelben Glimmerblättchen. Im Foidsyenit rundliche, mafitische Schlieren.

2. h:552 r:650

NW-Ecke des Cerro-Capiitindy, 80 m S der Hauptverkehrsstraße nach Col.-Independencia. Subeffussivvorkommen von rosabraunem Pyroxentrachyt mit weißen Zeolith/Alkalifeldspatnestern.

3. h:553 r:661 Proben : C

NE-Ecke des Cerro-Capiitindy. Brauner bis grauer Pyroxentrachyt mit deutlich erkennbaren schwarzen Klinopyroxenkristallen, Einschlüsse von essexitischen bis monzodioritischen Tiefengesteinen.

4. h:645 r:706

Straßenanschnitt links der Hauptverkehrsstraße nach M.-J.-Troche, 150 m nach der Brücke über den Rio-Tebicuary-Mi. Aufgewölbte, verkieselte Oolithlagen mit rotem Lehm (völlig alterierter Basaltsill) in den Aufwölbungsachsen. Im Liegenden schichtige, rote und hellgraue, sandig-siltig-tonige Lagen ohne Schichtaufwölbung. Rotsedimente aus dem Grenzbereich Panetey-Ybytyruzu-Formation der Independencia Gruppe.

5. h:545 r:709

Straßenaufschluß 10 m rechts der Hauptverkehrsstraße nach Col.-Independencia; an und kurz hinter der Brücke über den Bach (Schild Ortseingang Col.-Independencia). Im Bachbett braune, schrägschichtete Sandsteine der tiefen Misiones-Formation (Rinnenfüllsande, Salto-Fazies), auf der N-Seite der Straße dm-mächtige Gängchen von grauen, verwitterten lamproitischen Phonolithen. 20 m E des Bachbettes schwarzes, verwittertes alkalibasaltisches Ganggestein, welches Störung (?) nachzeichnet. Weiter im E folgt Abfolge von tonigen und siltigen Rotsedimenten der Independencia-Gruppe mit schwachem Einfallen der Schichten nach NE. Im Straßengraben weiter nach E tonige Rotsedimente.

6. h:543 r:718

Berganstieg, 200 m S der Hauptverkehrsstraße, Weg geht bei Cap.-Virgen-de-los-Povres rechts von der Straße ab, führt am Sportplatz vorbei. Abfolge von zinnoberroten, sandigen bis arkosigen Sedimenten der Ybytyruzu-Formation mit schlechter, aber erkennbarer Schichtung. Auf Klüften und um Wurzeln herum (1 bis 2 cm Reichweite) Bleichung der Rotsedimente (Wegführung des Fe durch reduzierende Wasser). Kurz vor Erreichen des Gatters zur Zuckerrohrplantage quert ein verwitterter, grauer Phonolithgang die Sedimente. Weiter bergaufwärts folgen braunrote Sandsteine der Misiones-Formation. Auf der gesamten Wegstrecke, besonders im

unteren Abschnitt und im Bachbett des unmittelbar E des Weges fließenden Baches können zahlreiche Bruchstücke von verkieseltem Holz gesammelt werden.

7. h:554 r:728

Auffahrt zum sog. Sandberg. Rechts der Straße tonige bis sandige Rotsedimente der Ybytyruzu-Formation, auf dem Plateau des Sandberges überdecken Misiones-Sandsteine die Abfolge. Im Kontaktbereich der Ybytyruzu-Sedimente zu den Misionessandsteinen intrudierte ein etwa 10 m-mächtiger, grauer, verwitterter, glimmerreicher lamproitischer Phonolith die Sedimente. Am linken Straßenrand kann das Umbiegen des Ganggesteines von vertikaler in horizontale Lagerung beobachtet werden, zu beiden Seiten des Alkaliganggesteines sind Kontaktbrekzien ausgebildet; der hangende Misionessandstein ist verkieselt und gebleicht und zeigt auch Vertikalharnische.

8. h:569 r:735

Feldweg, links ab von der Hauptverkehrsstraße nach Col.-Independencia. Nach Überschreiten des ersten Tälchens zu beiden Seiten des Weges lilafarbene Silt- und Tonsteine der Independencia-Gruppe; auf Klüften und um Wurzeln herum Bleichung des Gesteines. Ein dm-mächtiger lamproitischer Phonolithgang quert die Sedimente.

9. h:561 r:746

Straßenanschnitt rechts der Hauptverkehrsstraße. Zinnoberrote, schlecht geschichtete, tonig gebundene Sandsteine mit basalem Feinkonglomerat/Grobsandstein (Ybytyruzu-Formation oder umgelagerte Ybytyruzu-Sedimente, jetzt Misiones-Formation) mit Hellglimmerführung schneiden erosiv in liegende, tonig-siltige, lilafarbene Sedimente der Independencia-Gruppe (Panetey-Formation ?) ein.

10. h:577 r:765

Feldweg, links ab von der Hauptverkehrsstraße, nach N (gegenüber der Copetrol Station). Rechts des Feldweges und auf der angrenzenden Wiese Abfolge der Panetey-Formation mit hellen Karbonatsandsteine, bunten, feinschichtigen Tonsteinlagen, darüber roter Grobsandstein als basale Ablagerung der Misiones-Sandsteine.

11. h:570 r:809

Auffahrt zu kleiner Anhöhe, an der deutschen Schule der Col.-Independencia vorbei, rechter Straßenrand. Tonige und sandige Rotsedimente der Ybytyruzu-Formation mit Fauneninhalt (artenarme Bivalvierfauna), darüber rote Sandsteine der Misionesformation mit zahlreichen Klüften. Die gut 2 m-mächtige Bodenschicht beginnt mit einer Lage von Fe-Erzkonkretionen mit verkieseltem Kern (Bruchstücke des verkieselten Oolithe), sog. Ripio oder auch Canga; hangende Roterde und Sandlinsen.

12. h:554 r:857

Sandpiste, geht bei der Esso-Tankstelle in der C. del Y. nach E ab. Rotsedimente der Misiones- und Ybytyruzu-Formation bis zur Brücke über den Guazu-Bach. Im Bachbett braune, schräggeschichtete Misiones-Sandsteine in Salto-Fazies (Rinnenfüllsande), wei-

ter bachabwärts (etwa 1 km) Wasserfälle in den Sandsteinen (Spitzer-Wasserfälle).

13. h:557 r:798

Fahrtweg am Hotel Tilinsky vorbei nach SE; rechte Seite nach der Wegkehre. Tonige und sandig-siltige Rotsedimente der Independencia-Gruppe mit dazwischengeschalteten, grauen Phonolithlagen.

14. h:538 r:760

Cerro-Guayaki. Konischer Hügel aus rotem Misiones-Sandstein, am Gipfel "gangartiges" Vorkommen von Säulensandsteinen.

15. h:536 r:726 Proben : Sst 1, Sst 2

Talkessel mit 1,5 km Durchmesser, S der Hauptverkehrsstraße, Geländekante, steigt bis 70 m abrupt steil aus dem Talkessel hervor, vom Sandberg (Aufschluß 7) aus gut zu sehen. Geländekante aus massivem, parallel- und kreuzgeschichtetem Misiones-Sandstein; zahlreiche kleinere Steinbrüche mit Säulensandsteinen. Im Liegenden und auf erweiterten Spalten lamproitische Phonolith. Eventuell stellt dieser Kessel eine Ausbruchsstelle für die Alkalituffe (Effussive lamproitische Phonolithe) dar (Caldera ?).

16. h:531 r:766

Feldweg, biegt in Melgarejo bei der Kirche nach S ab, vorbei am Camping-Tacuara, über den Tacuara-Bach hinweg, bergaufwärts. Abfolge von parallelgeschichteten, zinnoberroten, arkosigen Sandsteinen mit geringmächtigen (1m), roten Tonsteineinschaltungen (Letten) der Ybytyruzu-Formation; im Hangenden folgen konkordant auflagernd rote Misiones-Sandsteine mit deutlicher Schrägschichtung (Geländekante); lilafarbene, glimmer- und zeolithführende, effussive Alkaligesteine (Tuff) mit Sandsteinxenolithen im Grenzbereich zwischen Misiones- und Ybytyruzu-Formation.

17. h:522 r:793

Feldweg nach WNW, unmittelbar S am Cerro-Leon (Sandsteinzeugenberg; mit Säulensandstein auf der Spitze; Misiones-Formation) vorbei. Abfolge von Sand- und Siltsteinen der Ybytyruzu-Formation.

18. h:524 r:700

NW-Abhang der C.-del-Y., Geländekante, senkrecht aus der Ebene von Villarrica aufragende Steilwand von rotbraunem Misiones-Sandstein.

19. h:514 r:751 Proben : 1, T 15, 17, 17b, 18, 19, 107

Weg zum Cerro-Acati (mit Sendemast auf dem Gipfel, damit höchster Punkt von Paraguay). Anstieg auf etwa 230 m Niveau, kleine Siedlung mit Sportplatz. W des Weges schwarzer Basaltlagergang mit verkieseltem Misiones-Sandstein, weiter bergaufwärts Sandstein- und hangende Basaltlagen (Aufschluß 23). Am Wegrand grobe Blöcke von Alkalimagmatiten

20. h:503 r:718 Proben : 13, 13++, 13 a, 13 b

M.O.P.C.-Steinbruch. Tholeiitische Basalte mit Cu-Imprägnation; NW-streichende, hellgraue lamproitische Phonolithe mit Klinopyroxen- und Biotiteinsprenglingen. Auf Klüften im Basalt rote Hämatitimprägnation. Kleiner Steinbruch etwa 100 m W mit sillförmigem lamproitischem Phonolith. W am Steinbruch vorbei, im Bachbett und am Wegrand typische Blöcke von grobkörnigem Strahlstein und Intrusivbrekzien.

300 m SSW: Fundpunkt der Proben Zor 1, 108, 109; 101, 101 b, 105, Basalte, Strahlsteine, Brekzien und Alkalimagmatite können im Bachbett gefunden werden und hangaufwärts nach SSW

21. h:504 r:727

Weg E am M.O.P.C.-Steinbruch vorbei, bergaufwärts. Blöcke von Strahlstein; Tholeiitbasalt anstehend; linker Hand (NE-Richtung) an der Bergabflachung Steinbruch in ca. 20 m mächtiger Sandsteinlage (Misiones-Sandstein) zwischen Basaltlagen. Sandstein in plattiger Ausbildung mit schichtgebundenen Bleichungshorizonten.

22. h:500 r:748

Gerodeter NE-Bergabhang mit typischen, roten, schräggeschichteten Misiones-Sandsteinen.

23. h:507 r:757

Berganstieg und Gipfel, unmittelbar SE von Aufschluß 19. Abfolge von Misiones-Sandstein, dichtem Basalt; Basaltmandelstein als Gipfellaage.

24. h:508 r:780 Proben : 53

Feldweg, W an der Capilla-Virgen-de-Fatima vorbei, linker Hand etwa 10 m hohe Geländekante. Im Liegenden lilafarbene bis zinnoberrote, tonige bis arkosige Independencia-Sedimente; an der Geländekante lamproitischer, glimmerreicher Phonolith mit Sandsteinxenolithen.

25. h:495 r:776

Salto-Böni, Steilabbruch (50 m) des Librada-Baches. Wand aus massivem, rotem, kreuzgeschichtetem Salto-(Misiones)-Sandstein (Locus Typicus); über diese Wand stürzt der Bach in die Tiefe, die Geländekante ist nur gering rückgeschnitten (geologisch junger Wasserfall); im Tal kleiner See mit abgebrochenen Sandsteinplatten und - etwa 2 m über der jetzigen Seeoberfläche - ausgekolktem Bereich im Sandstein und eingelagerten Sill. Über geologische Zeiten hinweg war der verkieselte Liegendbereich des Alkalimagmatit-Lagerganges resistente Aufprallfläche für die Wassermassen des Baches; der Lagergang und hangender Sandstein wurden bis 3 m-tief ausgewaschen. Der Alkalimagmatit ist ein verwitterter, melanokrater Malignit- bis Shonkinitporphyr und läßt sich nach N weiter in der Wand verfolgen.

26. h:488 r:719 Proben : X, XY, 102, 106, 154

^{NV} NE-Bergabhang, Blöcke in den Feldern (Schwarzerde) von Tephrit, Essexit und monzodioritischen und foidsyenitischen Gesteinen der NW-Ringstruktur der C.-del-Y..

27. h:485 r:736 Proben : 103

Aufstieg etwa 250 m W des Acatiweges, am Rancho Fink vorbei, zum Cerro-Mainumby. Im Tacuara-Bachbett schwarzer, dichter Tholeiit, darüber Basaltmandelsteinlage und am Gipfel des Cerro-Mainumby roter, gröberkörniger Basalt (High-Ti-Basalt). Nach N kleiner, aber scharf ausgebildeter Bergeinschnitt, markiert Störung zwischen Basalt im S und Sandstein im N.

28. h:484 r:782

Sogenannter "Kreuzberg" mit weißem Kreuz. Sandsteinunterlage, Basaltsills mit Sandsteinzwischenlagen und hangendem Basaltmandelstein mit zahlreichen Sandsteinxenolithen,

29. h:466 r:595

Etwa 2 km E Villarrica, kleiner aufgelassener Steinbruch (Estancia E. Brixner); grobkörniger Diabas (Alkalibasalt) mit mm großen Feldspatleisten und rötlich pigmentierten Mafiten

30. h:472 r:732 Proben : 17 c

Acatiweg, rechter Hand (W), Wiese zwischen Weg und Tacuara-Bach. Gangförmiges Vorkommen von rosabraunem Trachyt mit idiomorphen Alkalifeldspatgroßkristallen und mafischen, xenolithischen Schlieren (Überreste K-metasomatisch überprägter Pyroxenite bis Gabbros).

31. h:454 r:726

Bergrücken zwischen zwei Gipfeln, gerodet. Rote, körnige Alkalibasalte mit Drusen und in Auflösung begriffenen Sandsteinxenolithen. Große Blöcke am Acatiwegrand mit deutlicher Fluidaltextur und Assimilationsschlieren.

32. h:438 r:729

Spitze des Cerro-Acati mit Antenne. Klüftiger, dichter, roter, körniger Alkalibasalt (Diabas) als Spaltenfüllung in bunten Basaltmandelsteinen.

33. h:438 r:697

Vorbergscholle, Steilanstieg aus mächtigen, kreuzgeschichteten Misiones-Sandsteinen, Oberfläche der Sandsteine rautenförmig zerklüftet und napfförmig eingetieft (Pseudokarstbildung als Folge von SiO_2 -Lösung); rote und raune Imprägnation ("Lackierung") durch Fe- (und Mn- (?)) Erze.

34. h:464 r:710

Bergeinschnitt mit Ursprung des Tacuara-Baches. Schwarzer Tholeiitbasalt im Bachbett, hangende Basaltmandelsteine mit Sandsteinxenolithen, phonolithische Ganggesteine.

35. h:434 r:793

Bacheinschnitt und Wiese mit Rancho. Misiones-Sandstein mit rotem bis lilafarbenem, verwittertem Alkalituff

36. h:431 r:720

Weganschnitt unmittelbar hinter der Siedlung. Grauer, lamproitischer Phonolith im Misiones-Sandsteine.

37. h:426 r:709

Anwesen Fernandez, etwa 100 m S des Weges. Misiones-Sandstein mit Höhle und den Inschriften der "Vicingos" (s. Bücher von MAHIEU, PISTILLI u. a.)

38. h:420 r:719

Aufstieg und Berggipfel des Cerro-Muy-Muy. Sandsteinunterlage bis zu kleiner Plattform, mit Bambus bestanden. Darüber folgt dichter schwarzer Basalt; Geländekante in 520 m-Höhe mit Sandsteinbrekzienlage, durch Basalt verbacken. Auf dem Gipfel rotbrauner, verwitterter Basaltmandelstein.

39. h:415 r:731

Wegrand, zahlreiche rotbraune bis schwarze Blöcke von grobkörnigem Strahlstein mit Klinopyroxenbüscheln.

40. h:417 r:782 Proben : 21

Bachbatt des Amambay-Baches. Dichter, schwarzer Tholeiitbasalt mit einzelnen weißen Quarzdrusen.

41. h:388 r:827

Gebiet des Monte-Rosario. Zuckerrohrplantage mit zahlreichen Blöcken von körnigem Alkalibasalt (Diabas), Basaltmandelstein.

42. h:367 r:691

Alter Steinbruch am Cerro-Santa-Helena. Parallelgeschichteter, brauner Misiones-Sandstein.

43. h:354 r:713 Proben : St.Ha f, St. Ha gr

Kleiner Hügel bei der Ortschaft Santa-Helena, dunkle Vulkanite (Alkalibasalte, Tephrite), meist verwittert.

44. h:348 r:842 Proben : Y 1

Aufstieg zur Antenne am S-Abhang der C.-del-Y. Am Fuße schwarzer Basalt, Aufstieg mit Wechsellagerung von verwittertem Basalt und Basaltmandelstein (mindestens 3 Lagen), Einschlüsse von Quarzkörnern und Sandsteinxenolithen. Am Gipfel körniger, alkalibasaltischer Latibasalt. Blöcke mit Fluidaltextur und Mandelführung. Blick vom Gipfel über die Hügellande des NE-anschließenden Parana Beckens und auf die der C.-del-Y. im SW vorgelagerten Alkaliintrusivstocks.

45. h:326 r:781

Cerro-Yovere, Aufstieg. Wechsellagerung von Basalt und Basaltmandelstein, trachytischer Lagergang (?) mit zahlreichen Zeolithdrusen.

46. h:863 r:322

SE-Abhang der C.-del-Y., Palmito-Bestände zeigen im Urwald die Lage großer Sandsteinblöcke im Basalt an. Dieser Bereich zeigt im Gelände die chaotischen Lagerungsverhältnisse zwischen den basaltischen und den sedimentären Gesteinen.

47. h:310 r:⁷⁵⁶856 Proben : 25, 25 a, 28, 28 b, 28-II

Cerro-Km-23, N von R.-G.-de-Santa-Cruz, etwa 800 m N der Hauptverkehrsstraße. Alkaliintrusivstock aus Foidsyenit bis Malignit-Shonkinit mit leukokraten, feinerkörnigen latitischen Schlieren. Am S-Abhang mafische, basaltische Effusivgesteine (Alkalibasalte bis Tephrite).

48. h:291 r:771

Straßenanschnitt an der Hauptverkehrsstraße. Grobkörniger Alkalibasalt (Diabas).

49. h:290 r:897 Proben : 27

Ehemalige Eisenbahnlinie (Fassardi-Bahn), jetzt Weg entlang dem Pirapo-Mi-Bach. Im Bachbett des Pirapo-Mi schwarze, klüftige Basalte. Auf den Hügeln SE des Weges typische Abfolge der Basalte des Paranabeckens mit liegendem Tholeiitbasalt und hangendem Basaltmandelstein und überdeckender Roterde.

50. h:274 r:743 Proben : 26

Berggipfel E der Hauptverkehrsstraße, Cerro-Nandu-Cua (auch Cerro-San-Benito). Am N-Abhang gangförmiges Vorkommen von mittelkörnigem, schwarz-weiß geflecktem Alkaliintrusivgestein (Foidsyenit bis Malignit, essexitische Schlieren). Am Bergfuß harter, verkieselter und gebleichter Misiones-Sandstein aus dem Kontaktbereich zum Magmatit.

51. h:266 r:820

S-Ortsausgang von E.-A.-Garay, kurz vor der Brücke über den Pirapo-Mi-Bach. Deckenbasalt-Überreste mit kugeliger Verwitterung; im Liegenden (Bachbett) typische, parallelgeschichtete (cm-Schichtmächtigkeiten) Misiones-Sandsteine in Garay-Fazies (Locus Typicus) mit Schwermineralbändern. Etwa 150 m bachaufwärts quert ein 160 cm-mächtiger, verwitterter Glimmerphonolith den Sandstein mit NW-Streichen.

52. h:269 r:862

Bachbett, 150 m N der Bahnlinie. Schwarze, aphanitische Basalte mit durch Fe-Erz rot gefärbten Klüften, im Hangenden mächtige Roterdelagen.

53. h:253 r:869

Wegrand der Verkehrsstraße nach Fassardi; kleiner Hügel mit Kapelle. Parallelgeschichtete, rote Misiones-Sandsteine mit völlig alterierten, roten Basalteinschaltungen (Alkaliganggestein?). Zwischen den alterierten Lagergängen beginnende säulenförmige Absonderung der Sandsteine. Am NE-Abhang des Hügels kleiner Steinbruch mit verbogenen, mächtigen (bis 30 cm-Durchmesser) Sandsteinsäulen.

54. h:417 r:758 Proben : 14-7-V

Steiler Berghang (Ananasfeld) W des Weges; Abfolge von mindestens 3 verschiedenen Basalttypen; über liegenden Olivinbasalten folgen grobkörnige, grünlich verwitternde Basalte (450 m-Höhenlinie), darüber feinkörnige, splittrige Basalte (460 m-Höhenlinie) mit schlierigen weißen Quarzdrusen (Relikte von Sandsteinxenolithen)

Anerkennungen

Die vorliegende Arbeit wurde am Laboratorium für Geochronologie (Leitung von Prof. Dr. H. J. LIPPOLT) der Universität Heidelberg ausgeführt. Auf eine Initiative von Dr. F. WIENS/Asunción hin regte Prof. H. J. LIPPOLT diese Arbeit an. Prof. H. J. LIPPOLT gilt für sein Interesse, für die Überlassung von Probenmaterial, für Durchsicht des Manuskripts sowie für seine stete Diskussionsbereitschaft mein ganz besonderer Dank.

Herrn Prof. Dr. G. FRENZEL, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Heidelberg, danke ich für die Diskussion einiger Dünnschliffe.

Herr Prof. Dr. R. EMMERMANN, Direktor des Institutes für Lithosphärenforschung der Universität Gießen, ermöglichte die Durchführung der geochemischen Analysen. Unterstützung dabei gewährten Dr. J. ARETZ, Dipl. Min. J. POHL, Dipl. Min. A. STROH und Frau M. GRÜNHÄUSER. Dr. J. ARETZ und Frau M. GRÜNHÄUSER führten auch die Analysen der Spurenelemente und die Bestimmung der SE der Asunción-Vulkanite durch. Während meiner Aufenthalte in Gießen genoß ich die Gastfreundschaft von U. WOHLFAHRT. Ihnen allen schulde ich Dank.

Dem Instituto de Ciencias Básicas (ICB) der Universidad Nacional de Asunción (UNA), seinem Direktor Prof. Dr. N. GONZALEZ ROMERO und der damaligen Leiterin der Abteilung Geologie, Frau DR. G. LEON DE LOZANO, gebührt Dank für die Unterstützung meiner Geländearbeit in Paraguay. Dabei standen mir Dr. F. WIENS und Lic. J. C. VELAZQUEZ als offizielle Partner des ICB zur Seite. Dipl. Geol. H. LECHNER-WIENS und Dr. F. WIENS, Lic. D. ALVARENGA und Lic. J. BAEZ PRESSER sei überdies für ihre Gastfreundschaft und für die Diskussionsbereitschaft herzlich gedankt. Tatkräftige Unterstützung während des Forschungsaufenthaltes in Paraguay erfuhr ich weiterhin durch Lic. F. CARVALLO, Lic. E. GODOY, Lic. R. RIOS, Lic. M. YEGROS und besonders durch Lic. J. BAEZ PRESSER und Lic. M. FLEITAS. Ihnen allen sei für ihr wissenschaftliches Interesse und ihre Freundschaft gedankt.

Die erfolgreichen Geländeaufenthalte in der Cordillera-del-Ybytyruzú wurden durch die Gastfreundschaft der Bewohner von Colonia-Independencia, E.-A.-Garay, Mbocayaty und Villarrica sehr gefördert. Für ihre stete Gastfreundschaft und wertvollen Ratschläge danke ich von ganzem Herzen Fam. V. und G. BRIXNER mit Anna-Maria, Georg und Hilde und Frau V. SELINGER, alle Colonia-Independencia. Fam. A. BACHMANN, Fam. L. BÖNI, Fam. E. BRIXNER, Fam. J. CACERES, Fam. H. ESCHER, Frau U. LIETZ und Fam. A. OLMEDO sei

ebenfalls für ihre Unterstützung gedankt.

Für hilfreiche Unterstützung bei der Sr-Isotopen- und K-Ar-Analytik bin ich H. FUNKE, I. LEPKA, A. LUTZ und D. PINGEL (alle Laboratorium für Geochronologie) zu Dank verpflichtet. Mein Dank gilt auch K. SCHACHERL vom Geologischen Institut der Universität Heidelberg für die Qualität der photographischen Arbeiten. Bei meinen Kolleginnen und Kollegen vom Laboratorium für Geochronologie möchte ich mich für tätige Hilfe und wertvolle Diskussionsbeiträge sehr herzlich bedanken, besonders bei Dr. U. FUHRMANN, Dipl. Geol. M. HANEL, Dr. J. HESS, Dipl. Geol. H. KIRSCH, Dipl. Geol. G. KIRSCH-VOIGT und Dr. D. MERTZ. Weiterer Dank für redaktionelle Arbeiten gilt Cand. Min. D. DEVALLE (spanisches Abstrakt), Cand. Geol. M. KRAML, Cand. Geol. R. PHILIPPS und Cand. Geol. M. TROESCH.

Diese Arbeit war nur möglich Dank der Gewährung eines Jahresstipendiums seitens des Deutschen Akademischen Austauschdienstes (DAAD/Bonn) für die Ausführung der Geländearbeiten in Paraguay. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG/Bonn) unterstützte diese Arbeit durch eine Sachmittelbeihilfe an Prof. Hans J. LIPPOLT.

Meinen Eltern danke ich für die wichtige finanzielle Rücken- deckung nach der Rückkehr aus Paraguay und bei der Fertigstellung der Arbeit.

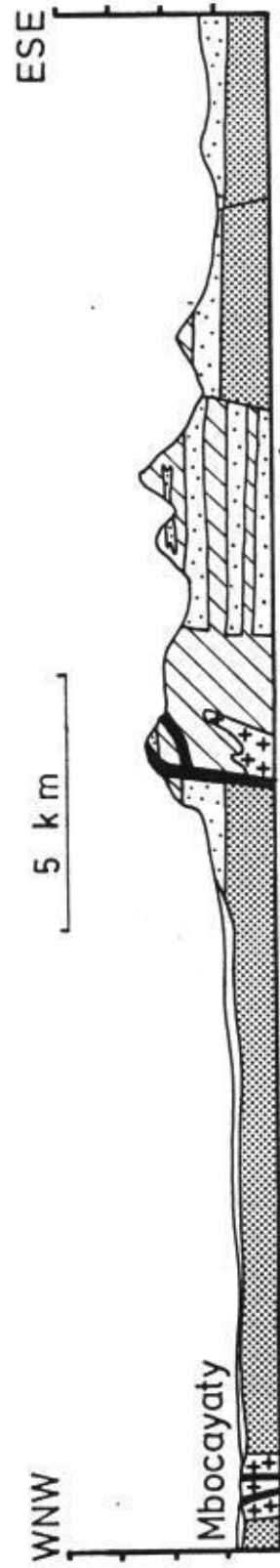
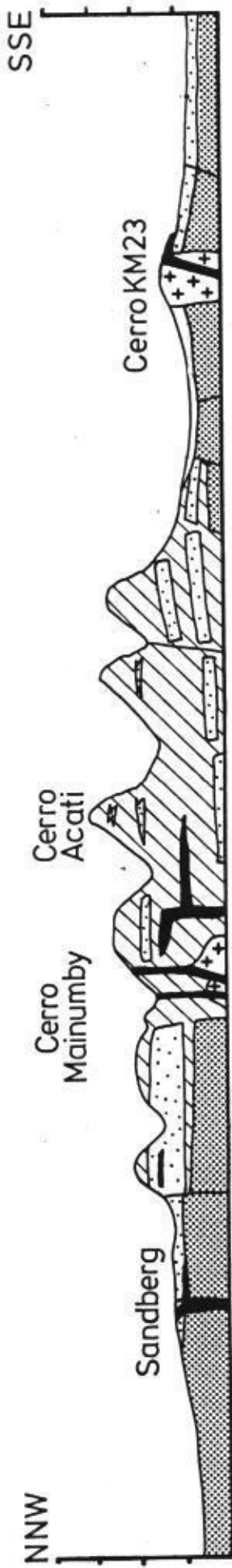
LEBENS LAUF

Name	Peter Rene Bitschene
	Eltern: Gisela E. Bitschene, geb. Wohlfahrt Richard J. Bitschene, Rektor i. R.
Geburtstag	5. 7. 1954
Geburtsort	Heidelberg
Familienstand	ledig
Staatsangeh.	deutsch
<u>Schulbildung</u>	
1961 - 1965	Grund- und Hauptschule Sandhausen
1965 - 1974	Kurfürst-Friedrich-Gymnasium Heidelberg, Abitur
<u>Studiengang und berufliche Weiterbildung</u>	
1974 - 1981	Geologiestudium an der Ruprecht-Karls-Universität in Heidelberg, Abschluß: Diplom-Geologe
1982 - 1983	Einjähriger Forschungsaufenthalt als DAAD-Stipendiat in Paraguay
1. 1. 1984 bis 31. 12. 1985	Wissenschaftlicher Angestellter am Laboratorium für Geochronologie der Universität Heidelberg
Sept. 1986 bis Juni 1987	Aus- und Weiterbildung zum Organisationsprogrammierer und Informationsanalytiker
seit 1982	Promotionsarbeit am Laboratorium für Geochronologie der Universität Heidelberg

Publikationsliste des Autors

- BITSCHENE, P. R. (1982): Outline on the tectonic features of the "Cordillera del Ybytyruzu", E of Villarrica.- Prim. Simp. Rec. Nat. Paraguay, 1 p; Asuncion (ms)
- BITSCHENE, P. R. & LIPPOLT, H. J. (1984 a): O magmatismo acido do ciclo brasileiro no Paraguai Oriental (Arco de Assuncao).- XXXIII Congr. Bras. Geol., Res.: p 258
- BITSCHENE, P. R. & LIPPOLT, H. J. (1984 b): Geologie der Cordillera del Ybytyruzu in Ostparaguay - Ein mesozoischer Alkali-Intrusiv-Komplex am Westrand des Paranabeckens.- 9. Geowiss. Lat.-Amer. Koll., Marburg, Tag.-Heft: 33 - 34
- BITSCHENE, P. R. & LIPPOLT, H. J. (1984 c): Die Stellung der sauren Magmatite im südlichen und zentralen Ostparaguay.- 9. Geowiss. Lat.-Amer. Koll., Marburg, Tag.-Heft: 35 - 36
- BITSCHENE, P. R. & MERTZ, D. F. (1984 d): Ein neuer Tuffschlot und ein neuer Sandsteingang im Odenwaldkristallin südlich Erbach (Blatt 6318 Lindenfels).- Geol. Jb. Hessen, 112: 127 - 137
- BITSCHENE, P. R., LIPPOLT, H. J. & ARETZ, J. (1985): Tertiärer Vulkanismus in Ostparaguay (Asuncion-Provinz) und Rifting-Prozesse am Westrand der südamerikanischen Plattform.- Fortschr. Miner., 63/1: p 26
- BITSCHENE, P. R. & LIPPOLT, H. J. (1986 a): Acid Magmatites of the Brasiliano Cycle in East Paraguay.- Zbl. Geol. Paläont. Teil I (1985), 9/10: 1457 - 1468
- BITSCHENE, P. R., LIPPOLT, H. J. & STROH, A. (1986 b): Jungmesozoischer, K-betonter Magmatismus in Ostparaguay (Guaira-Paraguari-Provinz) und Riftingprozesse innerhalb der südamerikanischen Plattform.- Fortschr. Miner., 64/1: p 19
- BITSCHENE, P. R., LIPPOLT, H. J. & EMMERMANN, R. (1986 c): Die mesozoischen, anorogenen Basalte und Alkaligesteine der Guaira-Paraguari-Provinz in Ostparaguay.- Berliner geowiss. Abh., Sonderband: 65 - 66; Berlin (10. Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium)
- BITSCHENE, P. R. & LÖSCHER, M. (1986 d): Der sandhäuser Raum in erdgeschichtlicher Zeit.- Chronik Gem. Sandhausen: p 9 - 21; Heidelberg
- BITSCHENE, P. R., LIPPOLT, H. J. & EMMERMANN, R. (1987): Late Phanerozoic alkaline-provinces in Eastern Paraguay - Geochemical, isotopic, geochronological and geotectonic constraints.- Terra cognita, 7 (2-3): p 276

Geologische Schnitte (s. Schnittlinien SLx x SL auf der geologischen Karte, Blatt "Villarrica")



Sig.	Lithologie	Formation	System	Sig.	Lithologie	Formation	System
□	Sand, Silt, Ton		Quartär	▨	Basalte (ungegliedert)	Alto-Paraná	Kreide Jura
F	K-betonte Alkali-Vulkanite	Alto-Paraná	Kreide Jura	□	Sandsteine	Misiones	Kreide Jura
⊕	K-betonte Alkali-Plutonite	Alto-Paraná	Kreide Jura	▤	Sand-, Silt-, Tonsteine, Oolithe	Ybytyruzú Panetey	Perm

