

# SOLUBILITY OF COLEMANITE MINERAL IN CO<sub>2</sub> — CONTAINING WATER AND GEOLOGICAL FORMATION OF THIS MINERAL

Hüseyin GÜLENSOY and Mehmet Muhtar KOCAKERİM

Istanbul University, Faculty of Chemistry

**ABSTRACT.** — In this research, the solubility of colemanite samples in CO<sub>2</sub>-containing water—whether in original or calcined form, at a series of temperature conditions—were studied. For solubility studies the time, temperature and pH values were taken as parameters. Parallel to this, the tests on solubilities of the Mineral in distilled water were also carried out in order to compare them with the solubilities in CO<sub>2</sub>-containing water.

The general equation for the solubilities of the hydrated boron Minerals in CO<sub>2</sub>-containing water is shown as:  $x\text{CaO} \cdot y\text{B}_2\text{O}_3 \cdot z\text{H}_2\text{O} + x\text{CO}_2 + n\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons x\text{CaCO}_3 + 2y\text{H}_3\text{BO}_3 + [(z-3y) + n]\text{H}_2\text{O}$  It was established that the temperature and pH directly affected the solubilities. It was found that for the calcined Mineral,  $z = 0$ , the solubility of B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in the crystal structure was higher with respect to original mineral. Besides these, the solubilities of CaCO<sub>3</sub> mineral (calcite) in different concentrations of boric acid solution were investigated, in order to see to what degree the above reaction could be two-directional. At the end of the studies, the theory about the hydrothermal formation of the hydrated boron minerals, was confirmed once more. Parallel to this, causes of the presence of pseudomorph calcites, — especially those appearing in the colemanite mines — could also be explained.

In addition, some results which would enlighten the chemical reaction for the productions of boric acid and borax from boron minerals, were also put forward.

## I. INTRODUCTION AND HISTORY

Although representing only a small percent of the earth's crust, a wide range of boron minerals is known. Up-to-date, more than 50 boron minerals were discovered. However, only a few occur in commercially important reserves such as, for example, colemanite.

Except the worldwide known minerals — such as ulexite, colemanite, pandermite and tinal—practically all of the boron minerals discovered to date, occur mostly as local concentrations within these deposits and complex minerals.

Boron minerals, and in particular colemanite, occur in very few areas, Western Turkey being one of them. Colemanite occurrences of Turkey may be classified into four main groups, as follow:

1. Kestelek locality, Mustafakemalpaşa, County, Bursa Province;
2. Bigadiç, Balıkesir Province;
3. Emet, Kütahya Province;
4. Kırka, Seyitgazi, Eskişehir Province.

Various studies on the chemical properties, geology and the origin of the Turkish colemanite ores, occurring in the areas described above, have been carried out (1-6, 14, 19-22, 25).

Furthermore, detailed studies on the solubilities of colemanite and some other important boron minerals in various acids, as well as physico-chemical studies concerning the mechanics and the solubility reactions of these minerals were determined (9-13, 15, 24, 26, 31-36). Along with the solubility of colemanite in acids, its solubility in ordinary water was also studied (1, 16, 28). Some studies on the solubility of boron minerals in basic medium were also carried out (5, 6, 18, 27).

On the other hand, studies on the solubility of colemanite in CO<sub>2</sub>-containing water are limited in number. In one of such studies, the production of H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub> by replacing the B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contained in colemanite with CO<sub>2</sub> has been tried (4). Some other tests were carried out applying another method where instead of colemanite, ulexite was used and its solubility in the CO<sub>2</sub>-containing water was studied in detail (7). In another research, tests were made on the conversion of colemanite into borax, by reacting colemanite with CO<sub>2</sub> in sea water (16). And it was stated that in this type of research the yield, at 5°C of temperature was around 75%.

There is another interesting research on the solubilities of various boron minerals—and in this instance of colemanite—in EDTA solutions (8).

The analyses of the colemanite samples taken from the Kestelek colemanite ore beds, 27 km east of Mustafakemalpaşa, have shown that these samples are entirely composed of CaCO<sub>3</sub>. Judging from the external appearance of these samples, they consist of coarse monoclinical crystals. However, the crystal system of the known calcite (CaCO<sub>3</sub>) minerals is hexagonal or rhombohedral (e.g. calcite and aragonite). Thus, it may be concluded that the samples taken from this locality are calcite minerals of pseudomorph structure. It is equally possible to conclude that the composition of the colemanite crystals, i.e. 2CaO.3B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.5H<sub>2</sub>O, has been converted into CaCO<sub>3</sub> as a result of their contact with the CO<sub>2</sub>-containing waters occurring in nature throughout the geological ages, with their monoclinical external appearance preserved. To strengthen such a view, however, detailed understanding of the solubility of colemanite in CO<sub>2</sub>-containing waters is essential: and this may be expressed by the following formula:



The principal object of these studies was to understand the degree of reversibility of this reaction and to explain the formation of the pseudomorph calcite crystals, as well as to clarify the geological formation of these minerals. Thus, tests were carried out on the solubility of colemanite samples, in their original as well as calcined forms at a series of temperatures, in water containing CO<sub>2</sub> at various time and temperature conditions.

Colemanite samples used in the present study were obtained from the collection of the Department of Industrial Chemistry of the İstanbul University, while the calcite (marble) used in the comparative studies was supplied by the Geology Department, Faculty of Science, University of Ankara.

The samples of colemanite and calcite (marble) used in this study, although very pure, were re-analyzed prior to investigations and their compositions were determined to be 27.29 % CaO, 50.80 % B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 21.79 % H<sub>2</sub>O for colemanite, and 55.92 % CaO, 43.94 % CO<sub>2</sub> for marble. The B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/CaO ratio of colemanite having the above composition, is 1.86 by weight.

## II. CALCINATION STUDIES

### METHODS AND APPARATUS USED

Static method was applied in calcination tests. For this purpose the samples were heated at predetermined temperatures until they reached a fixed weight. A normal muffle furnace was used for these tests.

The main purpose of the present study was to obtain necessary calcined material to be used in the tests and determine the relationship between the thermal decomposition and solubility of the calcined material, since the thermolysis of the colemanite mineral has been previously studied in great detail by many workers (I, 30).

Samples were calcined at 50, 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 550, 600, 650 and 700 C temperatures, which were considered sufficient. Loss of water (that is decrease in weight) of colemanite under increased temperatures is shown graphically in Figure I.

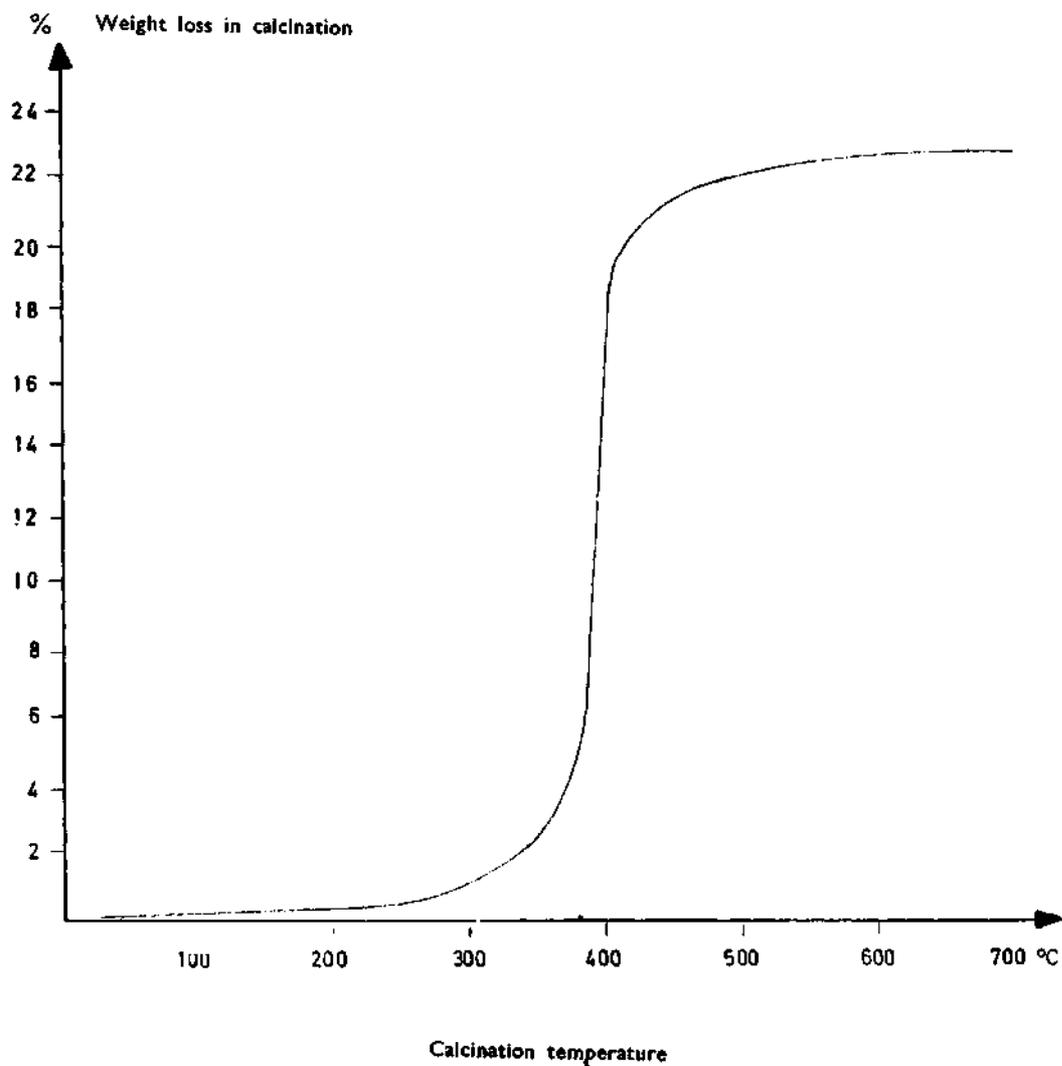


Fig. 1 - Calcination; curve of colemanite.

The product resulting from the calcination process has a different composition, which is due to the loss of water. Table I shows the composition of samples calcined at a series of temperatures and can be used in the comparison of the solubilities of various calcination products in CO<sub>2</sub>-containing waters.

**Table I - Composition of calcinated colemanite products (in %)**

Temperature (°C)	CaO (%)	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	H <sub>2</sub> O (%)
Original	27.28	50.81	21.91
50	27.28	50.81	21.91
100	27.29	50.84	21.86
150	27.30	50.85	21.84
200	27.32	50.90	21.74
250	27.40	51.03	21.48
300	27.61	51.42	20.73
350	27.95	52.06	19.51
400	33.39	62.19	3.61
450	34.79	64.81	0.31
500	34.84	64.89	0.21
550	34.93	65.07	—
600	34.93	65.07	—
650	34.93	65.07	—
700	34.93	65.07	—

### III. STUDIES ON SOLUBILITY

#### METHODS AND APPARATUS

1. Solubility in distilled water: Colemanite samples in their original and calcined forms were ground to a 100-mesh fineness, and solubility of 1.0000 gr of the samples in 100 ml of distilled water with a fixed pH value (pH=5.5) was determined. Solubility tests at unvariable rate of stirring and room temperature, during a definite duration of time, were conducted; the residual insoluble matter was strained and weighed, and the percentage of the dissolved portion of the 1.0000-gr sample was determined. Values thus obtained can also be expressed in terms of «mgr sample/100 ml water».

2. Solubility in CO<sub>2</sub>-containing water: The conditions for this test were identical except that a CO<sub>2</sub>-saturated medium was used. Tests were carried out at room temperature and at 50°C, for 1, 2 and 3-hour periods.

3. Similar tests were further repeated with 100 ml of NaOH solutions, with pH = 12, with and without CO<sub>2</sub>, at room temperature and at 50°C.

4. To establish the reversibility of solubility, 1.0000 gr of calcite sample was dissolved in 100 ml of H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub> solutions (1 %, 2 %, 3 %, 4 % and saturated). For these tests the time and temperature were taken as variable parameters.

5. The pH values of the solutions resulting from tests 1, 2, and 4 were determined.

6. Amounts of CaO and B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> resulting from solvation tests carried out in CO<sub>2</sub>-containing water were determined. Similarly, the CaO amount in the solutions resulting from tests carried out and described in paragraph 4 were also determined.

a. For the tests of CaO: The sample solution was made alkaline by the addition of NH<sub>3</sub>, and the determination was carried out complexometrically using the disodium EDTA solution method.

b. For the test of B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: Titration was carried out by using mannitol in standard solution of NaOH.

Solubility tests in water containing CO<sub>2</sub>, as well as in basic solutions, were carried out in an apparatus, as shown in Figure 2.

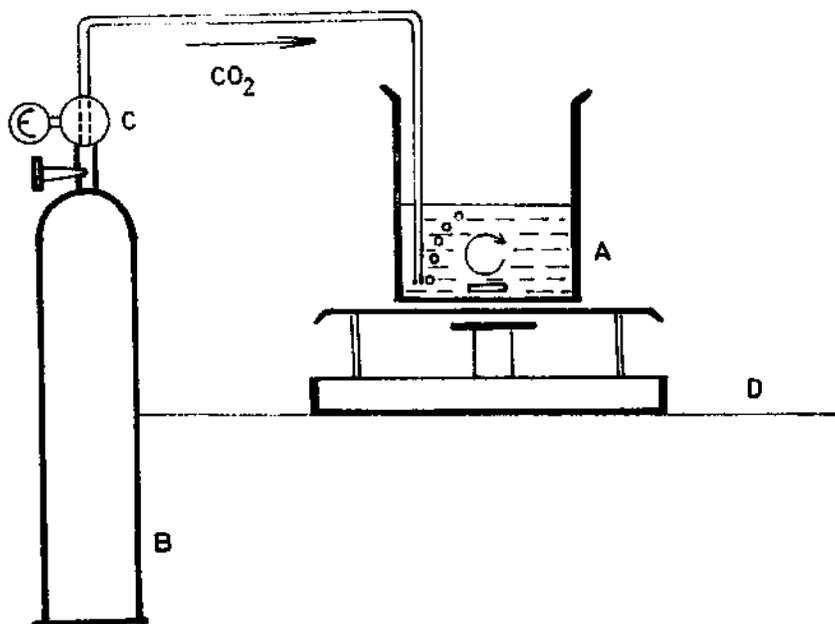


Fig. 2 - Apparatus used in tests.

A - Reaction vessel; B - CO<sub>2</sub> tube; C - Gas regulator; D - Magnetic agitator.

## CONCLUSIONS

### 1. Solubility in distilled water

Tests were carried out at room temperature for a period of one hour only. The percentage of the solubility of 1.0000 gr of calcined colemanite sample in 100 ml of distilled water (pH=5.5) and the pH values of the resulting solutions under increased calcination temperatures are shown in Table 2.

### 2. Solubility in CO<sub>2</sub>-containing water

A. Tests performed at room temperature. — Results obtained from the solubility tests of the original and calcined colemanite samples performed at room temperature in CO<sub>2</sub>-containing water are given in Table 3. The values given in this Table relate to the tests conducted for a period of one hour only.

**Table 2 - Solubility of colemanite in distilled water**

Temperature (°C)	pH	Amount of the sample solved (%)
Original	9.08	5.50
50	9.14	6.78
100	9.14	6.80
150	9.14	6.88
200	9.14	7.14
250	9.08	7.38
300	9.08	8.80
350	9.08	15.68
400	9.08	26.54
450	9.14	38.00
500	9.14	39.00
550	9.14	39.00
600	9.14	39.00
650	9.14	39.00

**Table 3 - Solubility of colemanite in 1-hour period at room temperature**

Temp. of calc. (°C)	pH at the end of the test	Amount of the dissolved sample (%)*	Amount of CaO in the sample (mg)	Amount of CaO in the solution (mg)	Solution of CaO in the sample (mg)	Amount of B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> in the sample (mg)	Amount of B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> in the solution (mg)	Solution of B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> in the sample (%)	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /CaO ratio in the solution**
Original	6.5	22.50	272.78	84.12	30.84	508.12	121.87	23.98	1.45
50	6.4	23.50	272.78	79.63	29.19	508.13	97.49	19.00	1.22
100	6.3	23.06	272.90	44.86	16.44	508.35	94.01	18.49	2.09
150	6.3	27.78	272.96	49.35	18.08	508.47	107.94	21.23	2.19
200	6.3	27.42	273.24	72.90	26.68	508.98	100.98	19.84	1.38
250	6.3	29.23	273.95	75.15	27.43	510.31	135.80	26.61	1.81
300	6.4	38.31	276.06	56.08	20.31	514.18	208.92	40.63	3.72
350	6.1	51.82	279.48	45.98	16.45	520.61	355.16	68.22	7.72
400	6.3	52.02	333.88	61.69	18.47	621.93	564.08	90.70	9.14
450	6.2	49.79	347.93	38.69	11.12	648.11	602.38	92.94	15.57
500	6.1	48.32	348.37	34.99	10.04	648.94	612.83	94.43	17.51
550	6.2	47.47	349.31	34.99	10.02	650.68	612.83	94.18	17.51
600	6.2	47.89	349.31	35.89	10.27	650.68	612.83	94.18	17.07
650	6.2	48.74	349.31	67.29	19.26	650.68	584.97	89.90	8.69

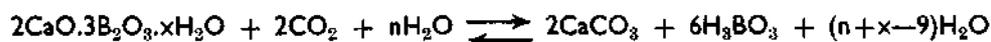
pH of the distilled water used in the test is 5.5.

\* Figures represent the soluble part of 1-gr sample in percent, under the test conditions.

\*\* B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/CaO ratio in the sample is 1.86.

The study of Table 3 will show that the rate of solubility of the colemanite samples tested, is proportionate with the calcination temperature and that the solubility of B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contained in the mineral is much higher, as shown in columns 6 and 9. The values given in column 10, on the other hand, further confirm this fact. Actually the B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/CaO ratio, which is only 1.86 in the original sample, is in the range of 15.50-17.50 in calcined samples, at temperatures higher than 450°C. Data thus obtained clearly indicate that the B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contained in the sample is dissolved as the calcination process advances, whereas CaO remains in solid phase, forming CaCO<sub>3</sub> after reacting with CO<sub>2</sub>.

Similar tests were repeated with testing times increased to two and three hours. Results obtained, however, were more or less identical: the volume of the tested material was unchanged and a certain degree of saturation and equilibrium was attained as shown by the following equation:



Comparison of the values given in Tables 3 and 2, however, shall clearly show that, although the rate of solubility is considerably higher in the case of tests conducted in CO<sub>2</sub>-containing water, the difference is not in direct proportion to the calcination temperature.

Figure 3, on the other hand, shows that the solubility of the samples tested in CO<sub>2</sub>-containing water is closely related to the calcination (decomposition) of colemanite. Calcination curves given in Figure 3 further indicate that the solubility values of the colemanite samples are maximum at the temperature interval where colemanite is entirely decomposed.

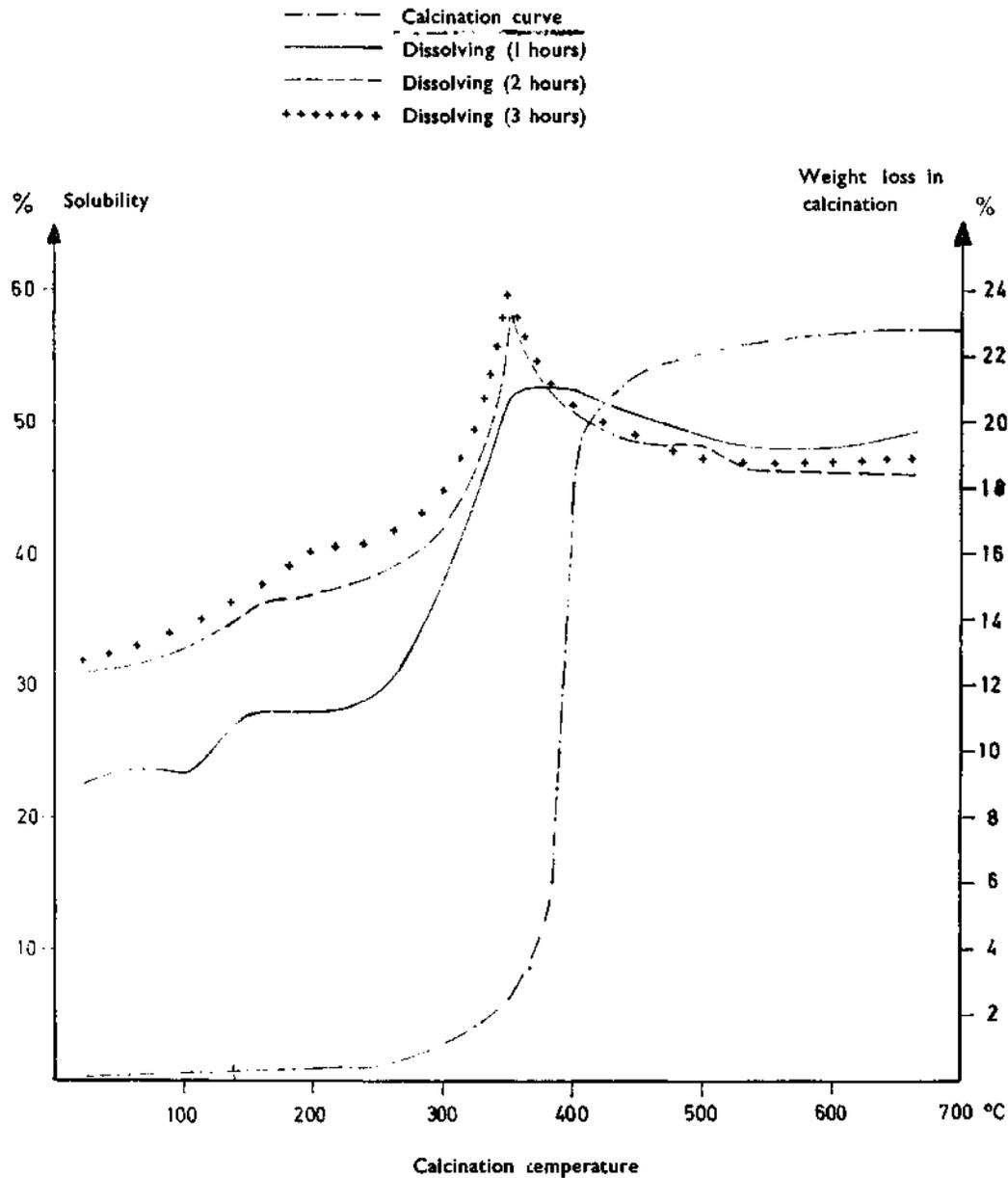


Fig. 3 - Solubility of colemanite at room temperature and calcination curve.

8. Tests performed at 50°C temperature. — Results obtained from the solubility tests of the original and calcinated colemanite samples in CO<sub>2</sub>-containing water, at 50°C temperature, are shown in Table 4. The values given express the solubility tests carried out for one hour.

**Table 4 - Solubility of colemanite in 1-hour period at 50°C**

Temp. of calc. (°C)	pH at the end of the test	Amount of the dissolved sample (%)*	Amount of CaO in the sample (mg)	Amount of CaO in the solution (mg)	Solution of CaO in the sample (%)	Amount of B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> in the sample (mg)	Amount of B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> in the solution (mg)	Solution of B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> in the sample (%)	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /CaO ratio in the solution**
Original	5.8	30.00	272.78	47.11	17.27	508.12	299.50	58.94	6.36
50	5.5	40.69	272.78	33.65	12.33	508.13	306.42	60.30	9.11
100	5.8	41.27	272.90	33.65	12.33	508.35	320.34	63.01	9.52
150	5.8	42.62	272.96	33.65	12.32	508.47	334.27	65.74	9.93
200	5.5	43.74	273.24	33.65	12.31	508.98	344.37	67.76	10.25
250	5.7	46.97	273.95	33.65	12.28	510.31	354.47	69.46	10.53
300	5.7	49.23	276.06	33.65	12.19	514.18	410.88	79.91	12.21
350	5.6	53.93	279.48	33.65	12.04	520.61	494.44	94.97	14.69
400	5.5	46.59	333.88	33.65	10.08	621.93	598.90	96.30	17.80
450	5.5	44.82	347.93	33.65	9.67	648.11	612.83	94.56	18.21
500	5.4	42.48	348.37	33.65	9.66	648.94	619.80	95.51	18.42
550	5.4	42.90	349.31	33.65	9.63	650.68	619.80	95.25	18.42
600	5.4	42.21	349.31	22.43	6.42	650.68	626.76	96.32	27.94
650	5.4	41.29	349.31	22.43	6.42	650.68	626.76	96.32	27.94

pH of the distilled water used in the test is 5.5.

\* Figures represent the soluble part of 1-gr sample in percent, under the test conditions.

\*\* B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/CaO ratio in the sample is 1.86.

Comparison of the values given in Tables 3 and 4 shows that the solubility of the calcined colemanite samples in CO<sub>2</sub>-containing water increases with the increase in temperature of the solvent. However, this is not the case when the temperatures of the calcined samples exceed 450°C.

It is further evident from the comparison of these tables that the solution process at 50°C develops rather in favor of B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (see last column in both Tables).

The graph given in Figure 4 shows the solubility of the calcined colemanite samples in CO<sub>2</sub>-containing water as directly proportional to temperature of the solvent.

When similar tests were carried out increasing the time of procedure to 2 or 3 hours, results obtained were not much different.

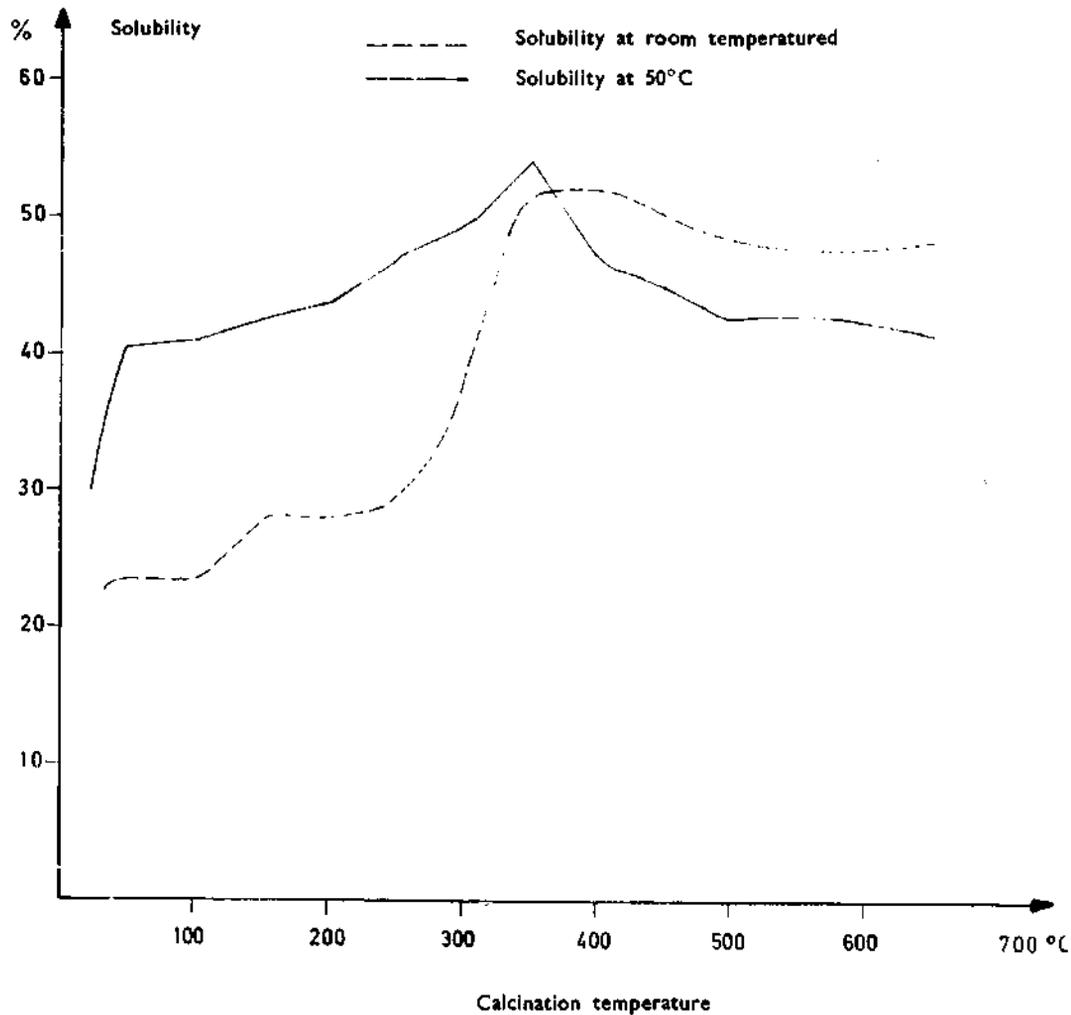
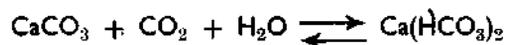


Fig. 4 - Solubility of calcinated colemanite in CO<sub>2</sub>-containing water at various temperatures.

However, it should be noted that the solubility of B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in CO<sub>2</sub>-containing water at 50°C is much higher, as can be also observed in Figure 5.

Figure 5 shows the solubility of the B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and CaO components of the mineral under increased calcination temperatures. Time of procedure: 3 hours.

It should, however, be noted that although the rate of solubility of CaO, compared to that of B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, seems to be considerably lower, the Ca<sup>++</sup> ions found in the solution are, in fact, converted into CaCO<sub>3</sub> by reacting with CO<sub>2</sub> present in the solution. Taking also into consideration the pH values of the solutions, the CaO of the mineral which appears as dissolved is, actually, a bicarbonate formed as the result of the following reaction:



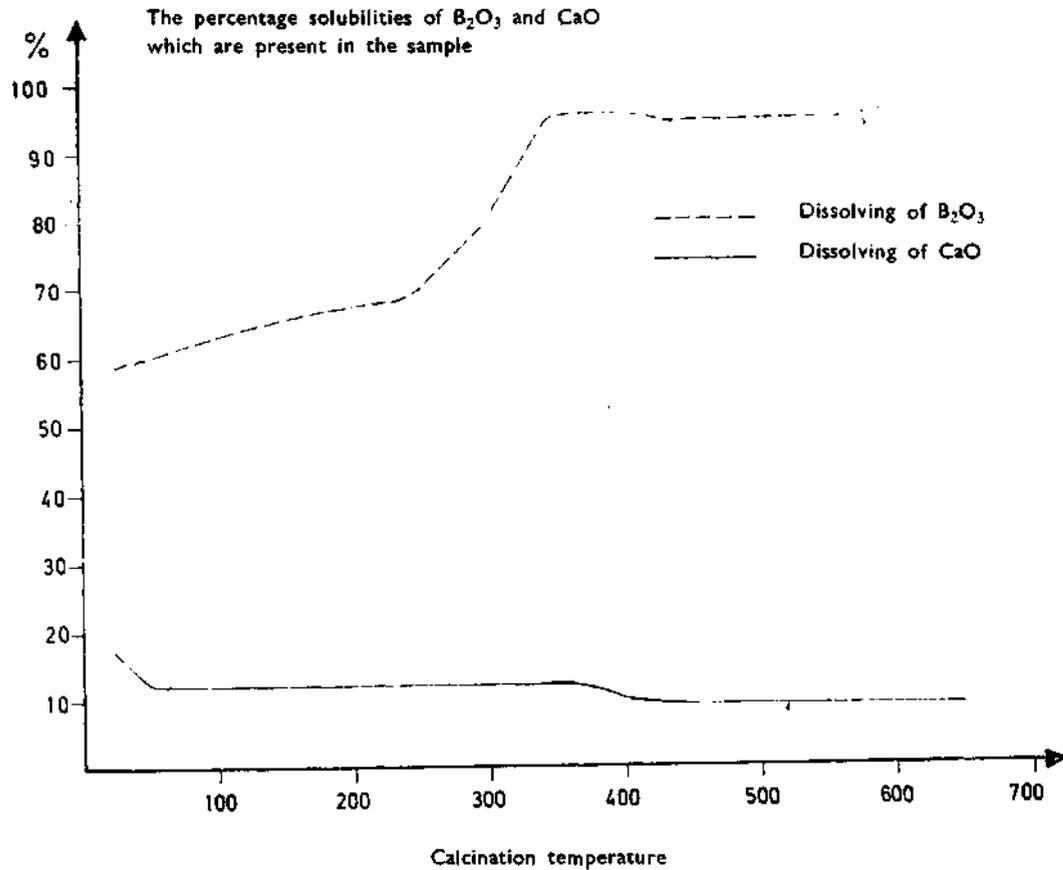


Fig. 5 - Percentage solubilities of the  $B_2O_3$  and CaO components of the calcined colemanite sample dissolved in  $CO_2$ -containing water at  $50^\circ C$ .

### 3. Solution of crystals

Parallely to the above-described studies, solution tests were also conducted on the colemanite crystals weighing 1 gr each, and using the same apparatus and methods. Table 5 summarizes the results of the tests carried out at room temperature and at  $50^\circ C$  during 1, 2 and 3 hours.

The study of the values given in the tables clearly shows that the solubility of colemanite crystals is directly proportional to temperature and time. Moreover, it can be said that this solubility process develops clearly in favor of  $B_2O_3$ , because the  $B_2O_3/CaO$  ratio of 1.86 observed in the original crystals is considerably higher in the resulting solutions.

### 4. Tests of continuous solubility

Solubility tests so far carried out for maximum 3 hours time indicated that, when conditions are right, crystals could be dissolved completely. For this purpose, tests were made in order to attain complete solution of the colemanite crystals at room temperature by using an apparatus shown in Figure 6.

**Table 5a - Solubility of colemanite crystals at room temperature in CO<sub>2</sub>-containing water**

Time (hour)	pH at the end of tests	Amount of the soluble sample (%) <sup>*</sup>	Amount of CaO in the sample (mg)	Amount of CaO in the solution (mg)	Solution of CaO in the sample (%)	Amount of B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> in the sample (mg)	Amount of B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> in the solution (mg)	Solution of B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> in the sample (%)	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /CaO ratio in the solution <sup>**</sup>
1	4.9	0.71	272.78	5.61	2.06	508.12	13.93	2.74	2.48
2	5.6	3.34	272.78	11.22	4.11	508.12	27.86	5.48	2.48
3	5.5	4.84	272.78	11.22	4.11	508.12	31.34	6.17	2.79

**Table 5b - Solubility of colemanite crystals at 50°C in CO<sub>2</sub>-containing water**

Time (hour)	pH at the end of tests	Amount of the soluble sample (%) <sup>*</sup>	Amount of CaO in the sample (mg)	Amount of CaO in the solution (mg)	Solution of CaO in the sample (%)	Amount of B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> in the sample (mg)	Amount of B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> in the solution (mg)	Solution of B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> in the sample (%)	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /CaO ratio in the solution <sup>**</sup>
1	5.4	1.36	272.78	5.61	2.06	508.12	10.35	2.04	1.84
2	5.5	4.94	272.78	15.70	5.75	508.12	34.82	6.35	2.22
3	5.7	5.52	272.78	17.94	6.58	508.12	41.78	8.22	2.33

PH of the distilled water=5.5.

\* Figures represent the soluble part of 1 gr of the sample in percent, under the test conditions.

\*\* B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/CaO ratio in the sample is 1.86.

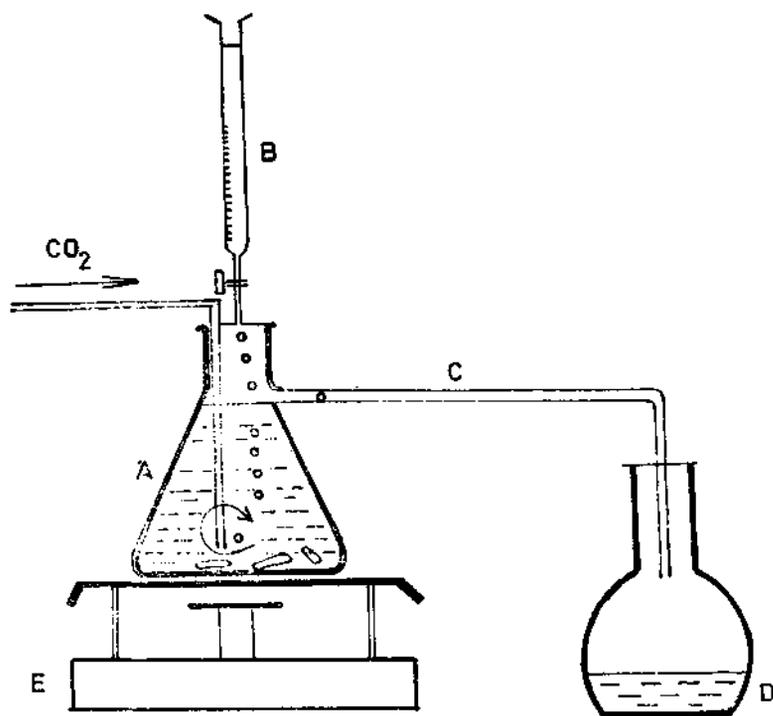


Fig. 6 - Apparatus used in continuous solubility tests.

A - Reaction vessel; B - Distilled water container; C - Overflow pipe;  
D - Collector; E - Magnetic agitator.

A crystal sample of approx. 5-gr weight is placed in a vessel (A), where distilled water flows from reservoir (B) with a flow rate of 50 ml/hour. A carbon dioxide flow, supplied by a CO<sub>2</sub>-tube, is sent to vessel (A), at a stable rate. The overflow from vessel (A)—which is regularly agitated—passes through pipe (C) and is gathered in vessel (D), where previously some NaOH was placed. When vessel (D), which is 1 liter in volume, is filled, it is replaced by an empty one, and the amount of B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in the vessel is measured.

This test was successfully conducted until the total B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content of 5-gr crystal in vessel (A) was transported to vessel (D). This solubility test was carried out at room temperature. After the process of solution was completed, i.e. the total B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content of the crystal sample in vessel (A) was transported to vessel (D), it was analytically proved that a CaCO<sub>3</sub> mass, equivalent to the CaO content of the crystal, remained in vessel (A).

Thus, the following results were obtained:

	<u>gr</u>
Weight of the colemanite crystal .....	4.996
CaO content of the crystal: $4.996 \times 0.2727$ .....	1.363
Equivalent of CaCO <sub>3</sub> : $1.363 \times 100/56$ .....	2.434
Weight of CaCO <sub>3</sub> in vessel (A) .....	2.450

Similar tests were also carried out using ulexite mineral and it was observed again that the crystal was completely dissolved, and replaced by CaCO<sub>3</sub> (7).

Table 6 summarizes the results obtained from continuous solubility tests.

**Table 6 - Continuous solubility tests of the crystals**

Kind of crystal	Weight of crystal (gr)	Content of crystal (mg)		Amount of B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> solved (mg)			Total amount of B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (solved) (mg)
		CaO	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	First week	Second week	Third week	
Colemanite	4.996	1372	2682	505	985	1030	2520
Ulexite	5.009	692	2149	2143	—	—	2143

Thus, it was established that both in the case of colemanite and ulexite minerals, the B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — which is an acidic anhydrite — may be replaced by CO<sub>2</sub> — which is another acidic anhydrite— when sufficient amount of CO<sub>2</sub> is present in the CO<sub>2</sub> — containing water. In conclusion, it may be definitely stated that with time the boron mineral can be converted into CaCO<sub>3</sub>.

##### 5. Solubilities in basic medium

At the same time similar solubility tests were carried out, in a pH=12 medium, in water with and without CO<sub>2</sub>, for a duration of 2 hours. These tests were conducted at room temperature and at 50°C. Solubility results obtained under these conditions and depending on various calcination temperatures are shown in Table 7. The values given in this Table express percentage of the matter of one gram of sample dissolved in 100 ml of solvent.

**Table 7 - Solubility of colemanite samples in basic media**

Calcination temperature (°C)	Percentage of the dissolved portion of one gram of sample in 100 ml of the solvent			
	At room temp. without CO <sub>2</sub>	At room temp. in CO <sub>2</sub> -containing medium	At 50°C without CO <sub>2</sub>	At 50°C in CO <sub>2</sub> -containing medium
Original Sample	8.93	36.93	15.28	44.40
50	9.02	36.50	15.32	42.10
100	9.67	35.90	16.32	41.13
150	9.09	32.65	13.29	41.07
200	12.74	34.60	16.40	40.46
250	11.94	35.26	13.44	47.55
300	14.87	35.89	15.78	48.33
350	17.83	54.64	21.17	53.99
400	37.06	49.85	45.56	46.00
450	47.49	44.50	56.34	40.33
500	46.55	42.79	50.57	40.96
550	43.70	43.20	50.30	40.00
600	42.80	42.59	49.60	40.27
650	41.10	38.60	50.20	40.23

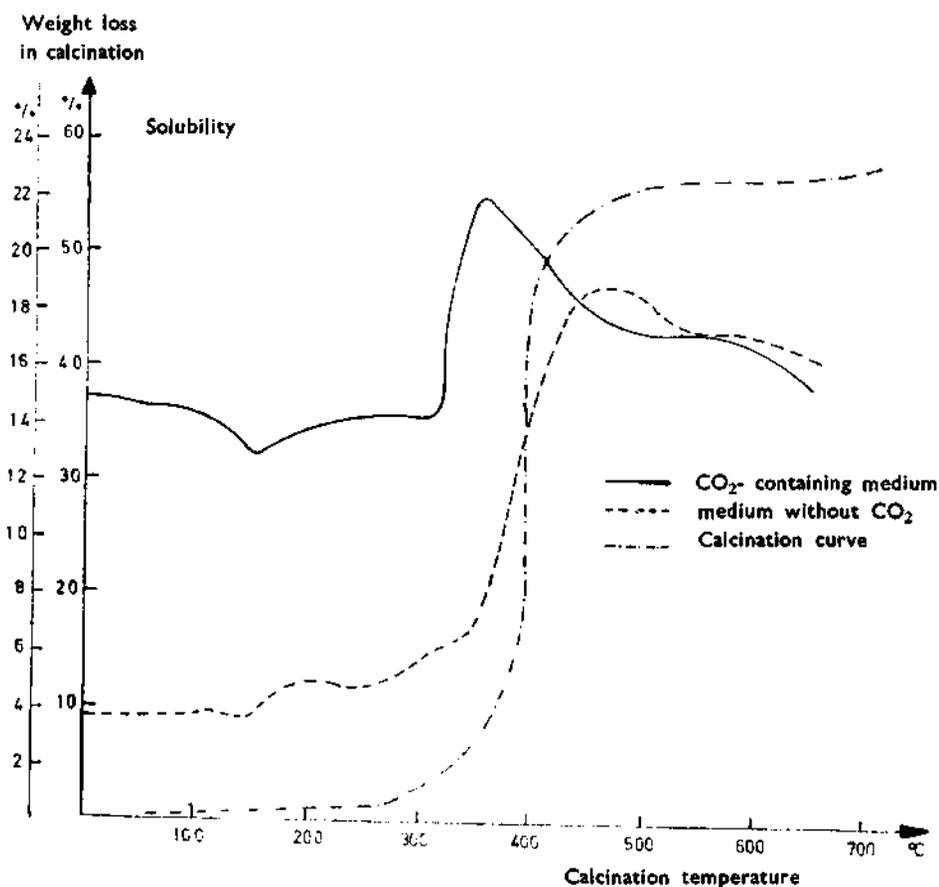


Fig. 7 - Solubility of colemanite in basic media and its calcination curve.

Thus, from this study, it may be concluded that although the rate of solubility of the mineral in CO<sub>2</sub>-containing medium, at lower calcination temperatures, is relatively higher, the difference between the rates of solubility disappears with increasing calcination temperatures.

Furthermore, it cannot be said that temperature alone affects the rate of solubility of colemanite. However, as shown in the graph of Figure 7, the solubility of colemanite in a media with and without CO<sub>2</sub> reaches the maximum value between 350-400°C, when the mineral structure undergoes complete decomposition.

This is a very important point since the product obtained at the same calcination temperature in tests, carried out previously, proved to be highly active in terms of solid-phase chemical reactions (8)

#### 6. Solubility in boric acid (H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub>)

To establish the reversibility of solubility of colemanite in CO<sub>2</sub>-containing water, which is expressed, in general, by the following equation



as described at the beginning of this article ("Studies on Solubility"), 1.000gr of sample, weighed prior to each test, was dissolved in H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub> solutions of various degrees of concentration. For these tests time and temperature were taken at variable parameters. The results obtained are given in Table 8.

Values given in Table 8, relate to tests carried out for 30 minutes. However, in another test, with the time set at 60 minutes, no important changes were observed.

The figures given in the table show that the degree of concentration of the boric acid clearly affects the rate of solubility of the tested material.

It should, further, be noted that the pH values of the resulting solutions are much higher compared to the pH of the solvents used in the tests. The difference between the pH values of the solutions (and the solvents) being in the range of 2.0-2.5, is due to the presence of Ca<sup>++</sup> ions in the solution, liberated from the calcite phase.

With the increase of the solvent temperature to 50°C, the rate of solubility of the marble (calcite) mineral in boric acid, was affected negatively, i.e the rate of solubility was considerably lower compared to the rate of solubility at room temperature. This is best illustrated in Table 9, where the rate of solubility of the calcite mineral in boric acid at 50°C is given.

It should, nevertheless, be noted that the solubility of colemanite mineral is directly proportional to temperature.

In other tests carried out, parallelly, precipitated CaCO<sub>3</sub> and limestone of known composition were used. However, the results were not very different from those obtained for calcite (marble).

**Table 8 - Solubility of calcite in H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub>**

H <sub>3</sub> BO <sub>3</sub> concentration (gr/100 ml water)	pH		Amount of dissolved sample (%)	Contents in solution	
	Solvent	Solution		CaO (mg)	CaCO <sub>3</sub> (mg)
1	4.9	7.2	4.41	26.67	44.00
2	4.4	6.85	7.91	44.30	79.00
3	4.0	6.70	12.92	72.90	130.00
4	3.8	6.48	18.07	102.63	183.00
Saturated	3.8	6.55	15.07	85.27	152.00

**Table 9 - Solubility of calcite in H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub> at 50°C**

H <sub>3</sub> BO <sub>3</sub> concentration (gr/100 ml water)	pH		Amount of dissolved material (%)	Contents in Solution	
	Solvent	Solution		CaO (mg)	CaCO <sub>3</sub> (mg)
1	4.9	7.00	3.66	20.75	37.00
2	4.4	6.70	6.40	35.89	64.00
3	4.0	6.55	9.69	54.39	97.00
4	3.8	6.35	14.97	83.56	149.00
Saturated	3.8	6.50	11.65	65.61	117.00

### CONCLUSIONS

1. It was determined that the solubility of colemanite mineral in CO<sub>2</sub>-containing water is relatively higher when the sample is in calcined form as compared to the colemanite in its original form, and the maximum solubility of B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> takes place at temperatures between 450-600°C. At this temperature interval, colemanite appears in the form of an anhydrite calcium borate having a composition of 2CaO.3B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. In this case, the geological formation of the colemanite mineral may be explained as follows:

As is known, the boron elements are of magmatic origin. After the solidification of the initial magma, the subsequent, relatively more acidic portion of the magma, penetrates through interstices and fissures the previously crystallized mass of the initial magma, thus forming the first boron minerals, such as tourmaline, axinite and other silicate minerals containing boron (17).

As concerns the primary boron minerals thus formed, they were subsequently dissolved in CO<sub>2</sub>-containing water, giving off their B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content. On its way, the CO<sub>2</sub>-containing water reacted, whenever encountered with the CaCO<sub>3</sub>, MgCO<sub>3</sub>, FeCO<sub>3</sub> and similar minerals, which were dissolved and converted into bicarbonates. In this way, lakes were formed in favorable drainage basins by the water containing soluble salts, e.g. H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub> and Ca(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>, and the subsequent evaporation that takes place in these lakes may have led to the formation of hydroborate minerals of known composition.

The increases in temperature of CO<sub>2</sub>-containing water increases the speed of solubility, thus accelerating the formation of minerals such as described above.

It is known that boron minerals generally occur in beds of Cenozoic age, where the occurrence of volcanic rocks is also common. These volcanic rocks — mostly represented by dacites and andesites—are overlain in their upper layers by altered limestones which, subsequent to their dissolution, as described above, may have assimilated the boron minerals in the form of calcium components.

From stratigraphical viewpoint, the uppermost part of the boron deposits is represented by limestone, followed by marls, volcanic clay, basal marls, volcanic tuffs and andesites.

Water containing boric acid, which derived from the dissolution of the boron element contained in the volcanic masses, can be found in some areas even today. Typical example of such hot springs, is the «soffioni» near Toscana, Italy (29).

The formation of hydrothermal boron minerals (e.g. colemanite, pandermite, ulexite, etc.) was completed during Tertiary (17).

Figures 8, 9, 10 and II clearly show that colemanite and other boron minerals (in particular ulexite) occur in the Neogene areas.

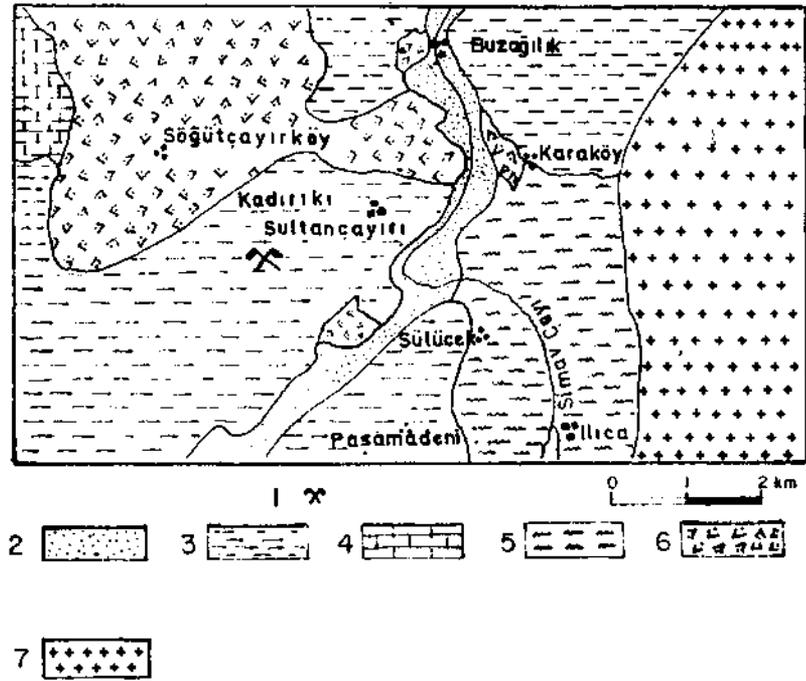


Fig. 8 - Geological sketch map showing the pandermite ore occurrence in the vicinity of Sultançayırı (23a).

1 - Mine; 2 - Alluvium; 3 - Neogene; 4 - Limestone; dolomitic marble;  
5 - Crystalline schist; 6 - Basalt, andesite, dacite, rhyolite; 7 - Granite.

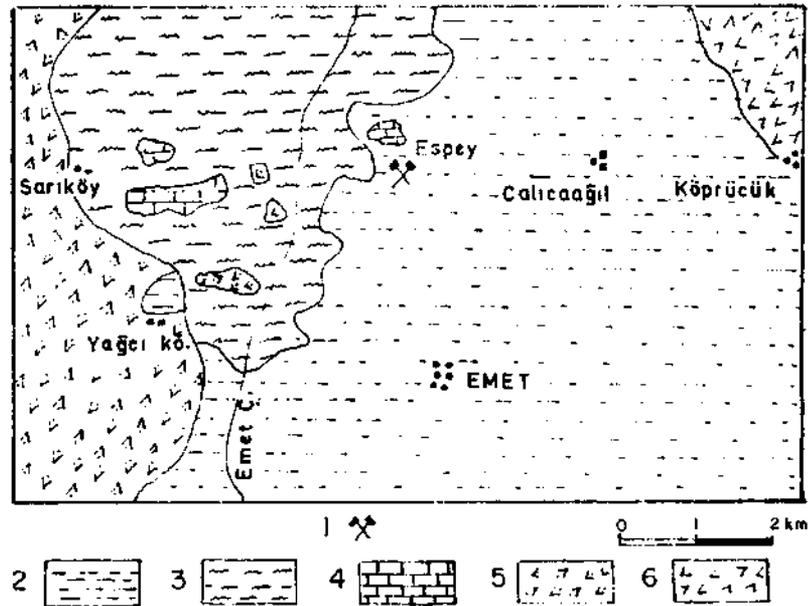


Fig. 9 - Geological sketch map showing the colemanite ore occurrence in the vicinity of Emet (23b).

1 - Mine; 2 - Neogene; 3 - Micaschist; 4 - Marble; 5 - Dacite; 6 - Andesite.

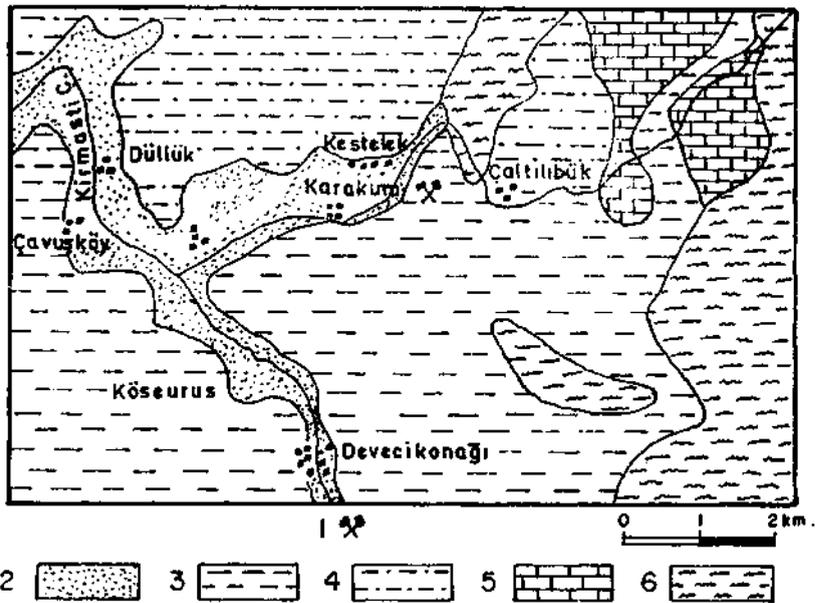


Fig. 10 - Geological sketch map showing the colemanite ore occurrence in the vicinity of Kestelek (23c).

1 - Mine; 2 - Alluvium; 3 - Neogene; 4 - Miocene; 5 - Grey limestone of Middle Triassic age; 6 - Serpentine.

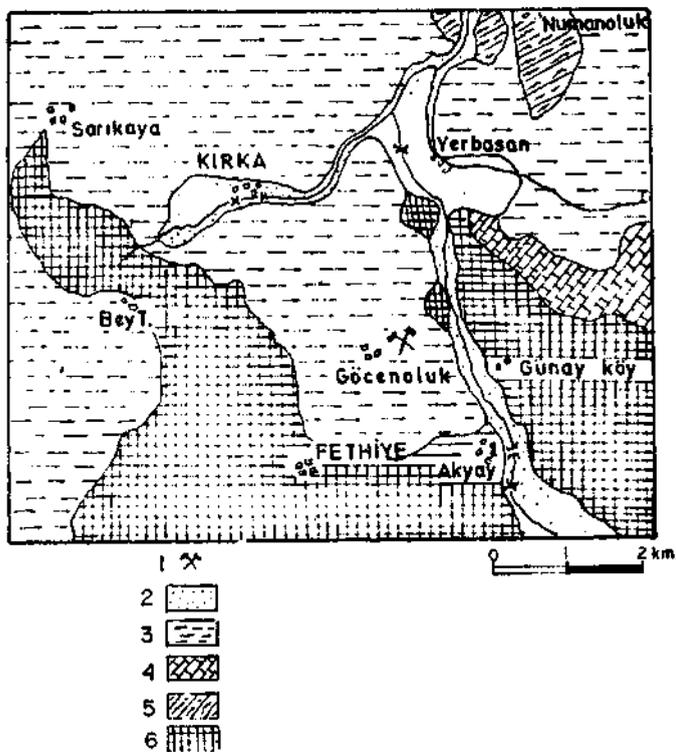


Fig. 11 - Geological sketch map showing the colemanite ore occurrence in the vicinity of Göcenoluk (23d).

1 - Mine; 2 - Pleistocene-Holocene, alluvium; 3 - Neogene; 4 - Permo-Carboniferous and Mesozoic recrystallized limestones; 5 - Permo-Carboniferous and Mesozoic, green schists; 6 - Neogene, mostly, represented by effusive rhyodacitic rocks.

2. Throughout geological ages, the hydrated boron minerals, formed in the manner described above, dissolved again as a result of being in continuous contact with the CO<sub>2</sub>-containing waters, and their B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content was replaced by CO<sub>2</sub>. In conclusion, it may be stated that this process led to the formation of boron minerals observed especially in the vicinity of Kestelek, where along with the boron ores (a sort of coarse sandstone) some formation locally called «kefeki» were discovered.

Boron minerals (in particular colemanite) being in contact with the CO<sub>2</sub>-containing water have been, with time, entirely converted into calcite (CaCO<sub>3</sub>). It should, however, be noted that although ordinary calcite normally has hexagonal system, calcite resulting from the above-described process has monoclinical structure, which fact leads us to assume that the boron minerals occurring in Kestelek, are actually only pseudomorph calcite.

3. Solubility tests carried out in basic medium in CO<sub>2</sub>-containing water also contribute to the understanding of the reactions taking place during the production of borax (Na<sub>2</sub>B<sub>4</sub>O<sub>7</sub> · 10H<sub>2</sub>O) from colemanite (and other calcium borate minerals as well).

4. It was further proved that, under favorable conditions, H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub> can be produced from calcium borate ores using only CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O.

5. Provided that the tests are performed in a stable medium, the reaction expressed as  $x\text{CaO} \cdot y\text{B}_2\text{O}_3 \cdot z\text{H}_2\text{O} + x\text{CO}_2 + n\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons x\text{CaCO}_3 + 2y\text{H}_2\text{BO}_3 + [(z-3y) + n]\text{H}_2\text{O}$  may be reversible with time. It should, however, be noted that when the CO<sub>2</sub>-containing water, acting as a solvent in this process, is continually refreshed the above reaction may work entirely in favor of the right-hand side.

*Manuscript received January 26, 1977*

Translated by : Filiz DİKMEN

#### REFERENCES

- 1 \_ ALPAR, S.R. & GÜLENSOY, H. (1961): Rev. Fac. Sci. İst. 26. 3-4, 153-65.
- 2 — CONSTABLE, F.H. & TUĞTEPE, M. (1952): Rev. Fac. Sci. İst. 17-A, 191-5.
- 3 — ÇAKALOZ, T. (1969): TBTAK Proje. MAG-158, Ankara.
- 4 ———; BAYKARA, H. & METİN, L (1971): TBTAK 3. *Bilim Kong.*, Ankara.
- 5 — DEMİRCİOĞLU, A. (1971): *M.T.A. Institute*, Ankara.
- 6 ———(1973): Boron minerals of Turkey: Hydroboracite. *M.T.A. Bull.*, no. 80, Ankara.
- 7 - GÜLENSOY, H. & KOCAKERİM, M. (1978): Solubility of ulexite in CO<sub>2</sub>- containing water. *M.T.A. Bull.*, no. 89, Ankara.
- 8 ———& SAVCI, H. (1976): Suabilities of calcium minerals and compounds in EDTA. *M.T.A. Bull.*, no. 86, Ankara.
- 9 \_ İMAMUTDİNOVA, V.M. (1967a): *Zh. Prikl. Khim.* 40 (II), 2593-6.
- 10 ———(1967b): *Zh. Prikl. Khim.* 40 (II), 2596-8.
- 11—(1970): *Zh. Prikl. Khim.* 43 (2), 425-8.

- 12 \_ IMAMUTDINOVA, V. M., & BIRKCHUROVA, A.Kh. (1967): Zh. Prikl. Khim. 40 (7), 1616-8.
- 13 ————— & VLADYKINA, A.N. (1969): Zh. Prikl. Khim. 42 (5), 1172-5.
- 14 \_ İNAN, K.; DUNHAM, A.G. & ESSEN, J. (1973): *Inst. Mining Met. Trans.*, sect. B. 82.
- 15 — KIM, G.E.; BEREMZHANOV, B.A. & KARAZHANOV, N.A. (1973): Tr. *Inst. Khim. Nefti. Prir. Sold.* 5, 19-23.
- 16 \_ LAWRENCE, L. (1974): Ger. Offen. 2. 337, 505, (Cl. C 01 b).
- 17 — Madencilik Mecmuası (1970): 9. no. 2-3, 9-13.
- 18 \_ MARDENKO, V.K.; KARAZHANOV, N.A. & KALACHEVA, V.G. (1974): Zh. Prikl. Khim. 47 (27), 439-41.
- 19 — MEIXNER, H. (1952): *Portsch. Mineral* 31, 39-42.
- 20 — (1953a): Hochschule Leoben. 98, 86-92.
- 21 — (1953b): *Petrog.* 3, 445-55.
- 22 — M.T.A. INSTITUTE (1965): Borate deposits of Turkey. *M.T.A. Publ.*, no. 125, Ankara.
- 23 — Geological Map (Genel Jeoloji Servisi):  
a. Bandırma. 36-4. (K. Erguvanlı. 1948-50).  
b. Beyce. 54-4. (G. Sağıroğlu, 1947, G. Zeschke, 1953 & Holzer. 1953-4).  
c. Bursa. 37-3. (A. Can Okay, 1948 & K. Erguvanlı, 1954).  
d. Eskişehir. 55-4. (Colin, 1954).
- 24 — MUNN, A.I.; RADINOVA, M.A. & LUKONINA, Z.N. (1959): Tr. *Inst. Khim. Nauk.* 36, 96-118.
- 25 — MURDOG, T.G. *M.T.A. Publ.*, sayı 15855. Ankara.
- 26 — NAURUZOVA, G. Kh. & BEN' KOVSKII, V.G. (1973): Tr. *Inst. Khim. Nefti. Prir. Solei.* 5, 41-53.
- 27 — SOLVEY et Cie. Belg. Appl. 797, 137. 21 Mar. 1973.
- 28 — SPIRYAGINA, A.I. (1953): *Inst. Galurjii*, 80 (7), 77-83.
- 29 — TEREM, H.N. (1973): *Anorg. Sinai Kimya.* 169-70.
- 30 — Türkiye Kimya Dergisi. (1975): Vol. 3, no. 2, 141-56.
- 31 — ZDANOVSKII, A.B. & IMAMUTDINOVA, V.M. (1956): Zh. Prikl. Khim. 40 (17), 12-15.
- 32 — (1963a): Zh. Prikl. Khim. 36 (8), 1675-80.
- 33 — (1963b): Zh. Fiz. Khim. 37 (5), 1095-9.
- 34 — (1965): *Sb. Statei.* 12-17, 17-21.
- 35 — & LYAKHASKAYA, E.I. (1959): *Ministerrstvo. Khim.* 36, 96-118.
- 36 — ; STREZHNEVA, I.I. & TKACHEV, K.K. (1973): Zh. Prikl. Khim. 40 (12), 2659-63.

# DAS BRAUNKOHLNFÜHRENDE NEOGENGEBIET VON SOMA, WESTANATOLIEN

Karl NEBERT

Riesstrosse 58 B/9, A-8010 Graz/Austria

ABSTRACT. — Bedrock mapping, stratigraphic studies, and structural geologic analyses combined with the results of a comprehensive drilling project have resulted in a clearer understanding of the lithostratigraphy and structural geology of the lignite-bearing Neogene area of Soma, Western Anatolia. The pre-Neogene basement consists mainly of Paleozoic graywacke and Mesozoic limestone. The Neogene sequence is composed of the Upper Miocene Soma Formation and the Lower Pliocene Deniz Formation. Both formations correspond to two sedimentary cycles. Pleistocene sediments were deposited during a third cycle. The structural geology of the area has been accomplished during two tectonic phases. NW-SE oriented horizontal movements produced decollements in the pre-Neogene basement and the Neogene sedimentary cover during the first tectonic phase. These phenomena are proved by a large number of mesoscopic structural elements, consisting of slickensides, striae and decollement surfaces, recorded both in the pre-Neogene basement and the Neogene sedimentary cover. The second tectonic phase produced the horst-grabenstructure of the area.

## A. EINLEITUNG

Im Frühjahr 1958 betraute mich die General-Direktion des M.T.A.-Institutes mit der Ausarbeitung eines Bohrprogramms für das braunkohleführende Neogengebiet von Soma. Nach Einsichtnahme der vorhandenen geologischen und montangeologischen Literatur sowie nach mehreren Übersichtsbegehungen innerhalb des in Frage stehenden Gebietes musste ich feststellen, dass die für das Bohrprogramm erforderlichen geologischen Grundlagen nicht vorhanden waren. So schlug ich der General-Direktion eine Detailkartierung im Maßstab 1:10 000 zunächst des Gebietes südlich des Bakırçay vor.

Das Gebiet hatte eine Gesamtoberfläche von rund 330 km<sup>2</sup>. Zwecks rascher Beendigung der geologischen Kartierungsarbeiten wurden von der General-Direktion des M.T.A.-Institutes noch die beiden Geologen Dr. Hans Ferstl und Kemalettin Göktunalı nach Soma beordert.

Die von mir bearbeiteten Gebietsteile entsprechen den Sektoren I, 2 und 4 (Abb. 2). Gesteinsbestand und Schichtfolge des kohleführenden Neogens konnten noch vor Beginn des Bohrprogramms festgelegt werden. Die aufgestellten lithostratigraphischen Einheiten wurden in der Folge durch das Bohrprogramm vollauf bestätigt. Darüber hinaus liessen sich diese Einheiten auch auf benachbarte Teilgebiete übertragen, wie dies die Kartierungsarbeiten der Geologen Ferstl und Göktunalı nachtraglich gezeigt haben.

Da das Explorationsprogramm in erster Linie die geologischen Verhältnisse im kohleführenden Neogen zu klären hatte, wurde auf eine detaillierte Kartierung des vorneogenen Grundgebirges verzichtet.

Herr Ferstl kartierte das Gebiet um den Köseadağ und westlich des Dorfes Dereköy. Das von ihm bearbeitete Gebiet ist in der Übersichtskarte der Abb. 2 nicht dargestellt. Die Ergebnisse seiner Kartierungsarbeiten liegen in einem unveröffentlichten M.T.A.-Bericht vor (Ferstl, 1958). Herr Göktunalı übernahm das Kohlenrevier von Eğnez (s. Abb. 2, Sektor 3).

Die Ergebnisse seiner Aufnahme sind desgleichen in einem unveröffentlichten M.T.A.-Bericht (Göktunalı, 1959) enthalten. Die Kartierungsergebnisse über das gesamte Neogengebiet südlich des Bakırçay (Tafel I) sind in meinem ersten, unveröffentlichten M.T.A.-Bericht zusammengefasst (Nebert, 1959).

Die Bohrtätigkeit begann im Frühjahr 1958 und endete im Herbst 1959. Insgesamt wurden im Neogengebiet südlich des Bakırçay (s. Abb. 2) 60 Bohrungen mit einer Gesamtbohrlänge von 16.533 m niedergebracht. Die Verteilung der Bohrungen auf die einzelnen Sektoren ist Tabelle I zu entnehmen.

**Tabelle - I**

Sektor	Anzahl der Bohrungen	Bohrmeterzahl
1 .....	14 .....	5 422,85
2 .....	35 .....	8 651,85
3 .....	3 .....	596,55
4 .....	8 .....	1 862,10
<b>zusammen</b>	<b>60</b>	<b>16 533,35</b>

Die Betreuung der Bohrungen lag in den Händen des M.T.A.-Geologen Orhan Engin, der auch sämtliche Bohrprofile anfertigte.

Die anzuwendende Bohrtechnik sollte eine einwandfreie Beurteilung der Kohlenflöze sowie der übrigen Schichten ermöglichen. Da die Schichtfolge und die Mächtigkeit der lithostratigraphischen Einheiten durch die vorausgegangenen geologischen Detailaufnahmen bekannt waren, konnte eine kombinierte Bohrtechnik angewendet werden. Im neogenen Deckgebirge wurde überwiegend gemeißelt. Gekernt wurde in diesem Bereich nur dann, wenn das stratigraphische Niveau genauer zu ermitteln war oder wenn bestimmte geologische Verhältnisse zu klären waren. Durchgehend gekernt wurde stets innerhalb der auftretenden Lignit-Glieder sowie im Grundgebirge.

Kerngewinn und Kernentnahme waren im allgemeinen zufriedenstellend. Der Kerngewinn betrug meistens mehr als 90%. Eine einwandfreie Beurteilung der Lignit-Glieder im Hinblick auf eine Vorratsberechnung war somit gewährleistet. Auch die lithologische Beschaffenheit der übrigen Schichtglieder des Deckgebirges sowie der lithologische Charakter des Grundgebirges konnten zufriedenstellend ermittelt werden.

Einige Bemerkungen über Spülungsverluste mögen die Ursache von auftretenden bohrtechnischen Schwierigkeiten erklären. Spülungsverluste traten jeweils dann ein, wenn die Bohrung in eine tektonisch zerrüttete Zone gelangte. Die hier auftretende Zertrümmerung des Gesteinsverbandes verursachte den Spülungsverlust. Zuweilen trat auch im Bereich des Kalkstein-Gliedes  $m_3$  ein Spülungsverlust auf. Verursacht wurde er zumeist von Hohlräumen, deren Entstehung wahrscheinlich auf eine Verkarstung zurückzuführen ist.

Gespanntes Wasser trat bei mehreren Bohrungen (z.B. 202, 225, 226, 228) in verschiedenen stratigraphischen Niveaus auf. So erreichte beispielsweise Bohrung 228 einen Horizont mit gespanntem Wasser in 180 m Tiefe. Die Schüttung betrug 2,5 l/Sek. Mit dem Anzapfen des artesischen Wassers versiegten schlagartig alle natürlichen Quellen der unmittelbaren Umgebung. Bei Bohrung 225 traten zwei Horizonte mit gespanntem Wasser auf. Der erste Horizont lag in einer Tiefe von 201,70 m. in 233 m Tiefe trat der zweite Horizont auf. Die Schüttung betrug beim zweiten Horizont 25 l/Sek.

In ihrer Gesamtheit stellten die durchgeführten Bohrungen ein Explorationsprogramm dar. Die Aufschlussbohrungen hatten in erster Linie die Aufgabe, Beschaffenheit, Mächtigkeit, Teufenlage und Ausdehnung der auftretenden Lignit-Glieder zu untersuchen. Daneben war die Beschaffenheit des Liegenden, insbesondere der lithologische Charakter und die Teufenlage des Grundgebirges zu erkunden. Schliesslich sollten die niedergebrachten Bohrungen die aufgestellte Stratigraphie auf ihre Richtigkeit prüfen. Zu diesem Zweck wurde das gezogene Kernmaterial verschiedenen Untersuchungen zugeführt. Alle Untersuchungen wurden in den Laboratorien des M.T.A.-Institutes in Ankara durchgeführt. Chemische und technologische Untersuchungen (Immediatanalysen, Bestimmung des Heizwertes, Bestimmung der Wichte etc.) lieferten die Grundlagen für die Beurteilung der Qualität der Kohle sowie die Grundlagen für ihre weitere technologische Bearbeitung. Petrographische und paläontologische Untersuchungen ergänzten die lithologische Charakterisierung des Deckgebirges bzw. klärten das Alter der neogenen Schichtfolge. Schliesslich möchte ich darauf hinweisen, dass strukturgeologische Untersuchungen, die ich in verschiedenen Gebietsabschnitten vorgenommen hatte, wesentlich zur Klärung des komplizierten tektonischen Baues beitrugen.

Das südlich des Bakırçay durchgeführte Bohrprogramm stellte die erste Phase eines Explorationsprogramms im neogenen Raum von Soma dar. Als zweite Phase schloss sich die Erkundung des nördlich des Bakırçay liegenden Neogengebietes (Abb. 2, Sektoren 5,6,7 und 8) an. Sie wurde in Form einer Spezialkartierung im Masstab 1:25 000 während der Jahre 1959 und 1960 durchgeführt. Da in dem betreffenden Gebiet mehrere stillgelegte Kohlenabbau existieren, sollten in erster Linie die montangeologischen Verhältnisse der dort auftretenden Kohlenlager geklärt werden.

Über diese Arbeiten liegen zwei Berichte (Nebert, 1960d und 1961) vor. Tafel II bringt die geologische Karte (1:50 000) des kartierten Gebietes.

In meinem unveröffentlichten M.T.A. - Berichten hob ich hervor, dass eine eingehende wissenschaftliche Verarbeitung sämtlicher Daten, die uns die Kartierungsarbeiten und das Bohrprogramm auf der einen, die Untersuchungsergebnisse der M.T.A.-Laboratorien auf der anderen Seite geliefert haben, später erfolgen wird. Anderweitige Verpflichtungen verhinderten mich, die bereits redigierten Einzelteile dieser Arbeit für den Druck zeitgerecht fertigzustellen.

#### Danksagung

Von Seiten des M.T.A.-Institutes erhielt ich jegliche Unterstützung. Dafür sowie für die Publikationserlaubnis der vorliegenden Arbeit möchte ich Herrn Generaldirektor Prof. Dr. Sadrettin Alpan zutiefst danken. Mein Dank gebührt auch Herrn Dipl.-Ing. Sadettin Pekmezçiler für das Interesse und für die Unterstützung, die er stets meinen Arbeiten entgegenbrachte. Schliesslich sei es mir erlaubt, meinen herzlichsten Dank noch all jenen Damen und Herren auszusprechen, die in den M.T.A.-Laboratorien durch ihre Spezialuntersuchungen, -bestimmungen, und -analysen dazu beigetragen habe, das geologische und montangeologische Bild über das braunkohleführende Neogengebiet von Soma abzurunden.

#### B. GESCHICHTLICHER ÜBERBLICK ÜBER DIE ERKUNDUNG DES BRAUNKOHLENGEBIETES VON SOMA

Die ersten geologischen Daten über das Gebiet von Soma haben uns Forschungsreisende (Philippson, 1910; Chaput, 1936) in Form von kurzen Reisenotizen hinterlassen. Darüber hinaus existiert im Archiv des M.T.A.-Institutes in Ankara eine grössere Anzahl von unveröffentlichten Berichten, die sich speziell mit dem Braunkohlenrevier von Soma befassen. Ausserdem er-

schiene über das Gebiet drei Publikationen (Brinkmann et al., 1970; Kleinsorge, 1941 und Nebert, 1975).

In der geologischen und montangeologischen Erkundung des Braunkohlengebietes von Soma zeichnen sich zwei Perioden ab. Die erste Periode beinhaltet im wesentlichen die Erkundungsarbeiten von Kleinsorge. Die zweite Periode umfasst das unter meiner Leitung durchgeführte Explorationsbohrprogramm, sowie die dem Programm vorausgegangenen und in der Hauptsache von mir ausgeführten geologischen Detailaufnahmen im südlichen Neogengebiet von Soma. In diese zweite Periode fallen auch die von mir getätigten geologischen Spezialaufnahmen (im Masstab 1:25 000) des nördlichen Neogengebietes von Soma.

In der ersten Periode seien zunächst zwei Berichte zu erwähnen, die sich mit wirtschaftlichen, organisatorischen und bautechnischen Fragen hinsichtlich der Erweiterung und Vergrößerung des Kohlenreviers von Soma befassen. Es ist dies der Bericht von Gencer (1932) und der Bericht von Gratacap (1943). Geologische oder montangeologische Probleme werden in den beiden Berichten kaum berührt.

Die nächste Gruppe von Berichten der ersten Periode enthält geologische Untersuchungen der näheren und weiteren Umgebung von Soma. An erster Stelle seien hier die Arbeiten von Kleinsorge (1939, 1940 und 1941) anzuführen. Die Ergebnisseseiner Untersuchungen fanden ihren Niederschlag in einer geologischen Übersichtskarte (Blatt Akhisar 70-1, Masstab 1:100 000). Zwar müssen, wie wir weiter unten sehen werden, einige seiner Beobachtungen heute anders gedeutet werden, trotzdem geben seine Untersuchungen einen ersten geologischen Überblick über das in Frage stehende Gebiet.

In seinen Arbeiten über das kohleführende Neogengebiet von Soma unterscheidet Kleinsorge zwei gleichaltrige aber in ihrer lithologischen Ausbildung verschiedene Faziesgebiete: ein südliches und ein nördliches Faziesgebiet. Das südliche Faziesgebiet liegt südlich des Bakırçay und würde etwa die Kompartimente 1, 2, 3 und 4 umfassen (s. Abb. 2). Das nördliche Faziesgebiet liegt nördlich des Bakırçay und schliesst die Kompartimente 5, 6, 7 und 8 ein (s. Abb. 2). Im nördlichen Faziesgebiet dominieren pyroklastische Gesteine, die nach Kleinsorge dem unteren hauptflözführenden Abschnitt der lakustrischen Sedimentfolge eingeschaltet sind. Demgegenüber sollen im südlichen Faziesgebiet dem unteren Abschnitt der kohleführenden Neogenfolge tuffogene oder vulkanogene Materialeinschaltungen fehlen. Letztere setzen in zeitlicher Richtung erst viel später ein. Wie noch gezeigt werden soll, lässt sich Kleinsorge's Aufgliederung in zwei Faziesgebiete im Bereich der Neogenablagerungen von Soma leider nicht durchführen.

Ferner spricht Kleinsorge in seinen Berichten (1939 und 1940) sowie in seiner Publikation (1941) von einer «nachneogenen (nachmiozänen) Faltung», in die auch die braunkohleführenden Schichten miteinbezogen wurden. In Wirklichkeit haben wir es aber mit einer Bruchschollentektonik zu tun als Folge von Hebungs- und Senkungsvorgängen an der Wende Pliozän-Quartär (Nebert 1959 und 1975). Diese Erkenntnis ist für den Abbau der Kohle von eminenter Bedeutung. Die Bruchschollentektonik wurde neuerdings von Brinkmann und seinen Mitarbeitern bestätigt (Brinkmann et al., 1970).

Schliesslich glaubt Kleinsorge (1941), dass das kohleführende Gebiet südlich von Soma aus mehreren kleinen Sedimentationsbecken bestanden hätte. Die einzelnen Kleinbecken sollen durch enge Kanäle miteinander verbunden gewesen sein. Dies trifft nicht zu. Wie später gezeigt werden soll, stellte das gesamte Neogengebiet von Soma ein ausgedehntes und einheitliches Beckenareal dar. Junge epirogene Hebungen und Senkungen des Beckenuntergrundes

und -rahmens haben das gesamte Becken-Grossareal bruchzerstückelt und den Beckeninhalt auseinandergerissen. Bei diesen Vorgängen entstanden kleine Einzelschollen. In den höher liegenden Schollen fielen die Neogensedimente der Abtragung zum Opfer, in den tiefer liegenden Schollen blieben die Sedimente erhalten und täuschen heute isolierte Kleinbecken vor.

In den Jahren 1939 und 1940 führte das M.T.A.-Institut im Konzessionsgebiet der Gesellschaft G.L.I.-Somaein Bohrprogramm durch, dessen Ergebnisse von Romberg (1940a und 1941) in zwei Berichten besprochen werden. Gebohrt wurde in der Umgebung des Mumya Tepe (= Kompartiment I, Abb. 2). Leider wurde auch im Kohlenflöz nur gemesselt. Kerne konnten aus bohrtechnischen Gründen nicht gezogen werden. Die Bohrprofile wurden anfangs auf Grund des durch die Immediatanalyse ermittelten Aschengehalts der eingesandten Bohrschlammproben angefertigt. Später erfolgte die lithologische Bestimmung lediglich mit Hilfe des zu Tage geförderten Bohrschlammes. Romberg (1940a und 1941) weist darauf hin, dass die erzielten Bohrergebnisse nur mit Vorbehalt zu verwerten seien. Es zeigte sich, dass die Bohrangaben bis zu 80% unzuverlässig waren (mündliche Mitteilung des G.L.I. Betriebsleiters, Herrn Dipl.-Ing. Hasan Mumcu). Das ausgeführte Bohrprogramm konnte weder die Lithostratigraphie des Gebietes, noch die stratigraphische Stellung der einzelnen Kohlenflöze klären. So kam es zu Fehldeutungen und Flözverwechslungen, ein Umstand, der die später durchgeführten montangeologischen Erkundungsarbeiten negativ beeinflusste. Dies trifft vor allem auf die Erkundungsarbeit von Arni (1942) zu. Arni übernahm die Vorstellung Kleinsorge's über den Bau und den Inhalt der neogenen Schichtfolge der Umgebung von Soma. Infolgedessen stellte seine geologische Detailkarte im Masstab 1 :5 000 keinen nennenswerten Fortschritt dar. In Unkenntnis der wahren stratigraphischen Verhältnisse zeichnete Arni seine Profile mit flach einfallenden bis söhligigen Schichten, wobei er das untere (Haupt-) Flöz ( $k_1$ ) mit dem mittleren ( $k_2$ ) oder oberen Flöz ( $k_3$ ) verband und auf diese Weise zu Flözaufspaltungen von über 100 m gelangte.

Zwei weitere M.T.A.-Berichte von Romberg (1940b) und von Romberg und Kleinsorge (1941) stammen noch aus dieser Erkundungsperiode. Sie befassen sich mit Prospektions- und Schürfarbeiten auf Braunkohle in der Umgebung von Soma.

Drei Kartierungsberichte von Hayr (1955a, 1955b und 1955c) gehören auch noch in die erste Erkundungsperiode. Stratigraphie und Tektonik der bearbeiteten Gebiete wurden in diesen Berichten der Konzeption Kleinsorge's angepasst.

Zusammenfassend lässt sich über die Erkundungsarbeiten der ersten Periode folgendes sagen: Zwar gaben die Arbeiten von Kleinsorge eine regionalgeologische Übersicht über das Kohlengebiet von Soma, es fehlten jedoch lithostratigraphische Detailuntersuchungen als Grundlage für ein umfassendes Bohrprogramm. Vor allem war die neogene Schichtfolge sowie die stratigraphische Position der einzelnen Kohlenglieder innerhalb dieser Schichtfolge nicht zufriedenstellend geklärt.

So ergab sich die Notwendigkeit im südlichen Neogengebiet Detailkartierungen im Masstab 1 :5 000 und 1 :10 000 durchzuführen, wobei das Schwergewicht auf die genaue Herausarbeitung der lithostratigraphischen Verhältnisse gelegt wurde. Diese Kartierungsarbeiten umfassen zusammen mit dem nachfolgenden Bohrprogramm einen Teil der zweiten Explorationsperiode. Die Ergebnisse dieser Arbeiten fanden ihren Niederschlag in der geologischen Karte der Tafel I. Mit dem Ergebnis der durchgeführten Detailkartierungen (Nebert, 1959; Göktunalı, 1959) liess sich nicht nur die lithostratigraphische Folge sondern auch die Mächtigkeit der einzelnen Formationsglieder genau festlegen, so dass man beim nachfolgenden Bohrprogramm deren Tiefenlage mit einer optimalen Genauigkeit voraussagen konnte. Dies hatte für das Bohrprogramm grosse Vorteile, denn die zu meisselnden und die zu kernenden Bohrstrecken konnten vom Geologen im voraus festgelegt werden.

Das umfassende Bohrprogramm bestätigte vollauf die durch die Detailkartierung ermittelten lithostratigraphischen Einheiten.

Auf Grund dieser Arbeiten liessen sich die neogenen Ablagerungen des Braunkohlengebietes von Soma lithostratigraphisch in zwei Serien gliedern (Nebert, 1959): in eine miozäne «untere Serie» und in eine pliozäne «obere Serie». Jede dieser beiden Serien stellt einen geschlossenen Sedimentationszyklus dar, worüber noch im stratigraphischen Teil dieser Arbeit berichtet werden soll.

Die Ergebnisse des Bohrprogramms wurden von mir in vier Berichten ausführlich besprochen (Nebert, 1960a, 1960b, 1960c, und 1960e).

Nach Beendigung des Explorations- und Bohrprogramms im südlichen Neogengebiet von Soma wurde die Erkundung des nördlichen Gebietes in Angriff genommen (Nebert, 1960d, 1961). Die Spezialaufnahmen im Masstab 1:25 000 (s. geologische Karte der Tafel II) zeigten, dass die im südlichen Neogengebiet aufgestellte lithostratigraphische Folge auch für das nördlich des Bakırçay liegende Neogengebiet, ihre volle Gültigkeit hat. Denn auch im nördlichen Neogengebiet von Soma liessen sich die beiden Sedimentserien des südlichen Neogengebietes mit allen ihren Schichtgliedern nachweisen. Dazu trat noch eine quartäre Folge auf. Ihre Schichtglieder lassen sich zu einem dritten Sedimentationszyklus zusammenfassen.

1970 erschien eine Arbeit von Brinkmann und seinen fünf Mitarbeitern über die «Geologie der Soma Dağları». Offensichtlich handelt es sich hierbei um die Zusammenfassung von fünf Diplomarbeiten (der Herren R. Feist, W. U. Marr, E. Nickel, W. Schlimm und H.R. Walter) unter der Leitung von Professor Brinkmann. Die Feldarbeiten wurden 1965/66 von den fünf genannten Herren durchgeführt. Wie das Übersichtskärtchen der Tafel I zeigt, hat Prof. Brinkmann an den Feldarbeiten selbst nicht teilgenommen. Als Arbeitsunterlage dienten Karten im Masstab 1:25 000 (Brinkmann et al., S. 7).

Nachdem das von mir geleitete Explorationsprogramm der zweiten Erforschungsperiode (1958-1960) in erster Linie das Ziel verfolgte, die Perspektiven hinsichtlich einer Kohleführung des neogenen Raumes von Soma zu klären, wurde das Schwergewicht der Arbeiten auf die Herausarbeitung der neogenen Lithostratigraphie gelegt. Auf die Lithostratigraphie des vorneogenen Grundgebirges wurde hierbei bewusst verzichtet. Auf den von mir angefertigten geologischen Karten (Tafel I und II) erscheint das Grundgebirge lediglich als «Grauwacken» oder als «mesozoische Kalke».

Eine detaillierte lithostratigraphische Gliederung des Grundgebirges hätte nun von den fünf Mitarbeitern Brinkmann's durchgeführt werden können. Dass dies möglich gewesen wäre, zeigt das von H.R. Walter gezeichnete Profil der Abb. 2 (Brinkmann et al., S. II). Leider ist dies nicht geschehen. Auf der beigefügten geologischen Karte (Brinkmann et al., Tafel I) ist das Grundgebirge desgleichen nur als Kalkstein und als Grauwacken-Schiefer-Folge ausgeschieden. Immerhin wissen wir jetzt, dass der mesozoische Kalkstein ein oberjurassisches Alter hat, und dass die Grauwacken-Schiefer-Folge dem Jungpaläozoikum angehört.

In ihrer Signaturgebung ist die von Brinkmann et al. (Tafel I) angefertigte geologische Karte recht unübersichtlich und stellenweise verwirrend. Hierzu kommen Ungenauigkeiten, die nicht nur auf der geologischen Karte auftreten, sondern auch in den Profilen (Tafel II). Als Beispiel sei der Westabschnitt von Profil c angeführt. Hier liegt über der jüngeren Tuff-Mergel-Folge mit gleichem Einfallswinkel die ältere Mergel-Kalk-Folge. Aus dem Profil ist nicht ersichtlich, ob es sich hierbei um eine inverse Lagerung oder um eine Störung (Aufschiebung) handelt. Auf der geologischen Karte fehlt der betreffende Ausbiss der Mergel-Kalk-Folge.

Auch sonst hat man mit den Profilen der Tafel II Schwierigkeiten, denn ihre Lage ist auf der geologischen Karte nicht eingezeichnet. Zudem sind die Profile durchwegs parallel zur Streichrichtung der neogenen Schichtfolge gezeichnet. Dadurch erscheinen die bis mittelsteil einfallenden Neogenschichten in einer mehr oder weniger söhlichen Lagerung, wodurch der wirkliche Bau des neogenen Bereichs nicht zum Ausdruck kommt. Es ist nur zu hoffen, dass die angefertigte geologische Karte (Brinkmann et al., Tafel I) und die Profile (Tafel II) als Ergebnis einer «neuen Durchforschung» des kohleführenden Gebietes von Soma alle «wissenschaftlichen und praktischen Fragen» (Brinkmann et al., S. 7) zur vollen Zufriedenheit der betreffenden Bergbaugesellschaften gelöst haben.

Auch auf die vielen Unterlassungen und Ungenauigkeiten hinsichtlich der Literaturzitation soll noch kurz hingewiesen werden. So sagen beispielsweise Brinkmann et al., (S. 7) gleich in der Zusammenfassung, dass das Braunkohlenegebiet der Soma Dağları auf Grund «einer neuen stratigraphischen Gliederung» kartiert wurde. Dies stimmt insofern nicht, als auf ihrer geologischen Karte eine stratigraphische Gliederung des vorneogenen Grundgebirges überhaupt nicht durchgeführt, die lithostratigraphische Gliederung des braunkohleführenden Neogens mit allen Details aber von mir übernommen wurde. Ferner schreiben Brinkmann et al., auf Seite 22, dass das Neogen sich in zwei Zyklen gliedern liesse. Dabei unterlassen sie es zu erwähnen, dass diese beiden Sedimentationszyklen erstmalig durch meine Arbeiten (Nebert 1959, 1960d, 1961) festgelegt wurden. So findet man fast auf jeder Seite ihrer Arbeit (Brinkmann et al., 1970) derartige Unterlassungen oder Ungenauigkeiten, die beim Lesen den Eindruck erwecken, es handele sich um neue Erkenntnisse, die wir ausschliesslich den Untersuchungen Brinkmann's und dessen Mitarbeitern verdanken.

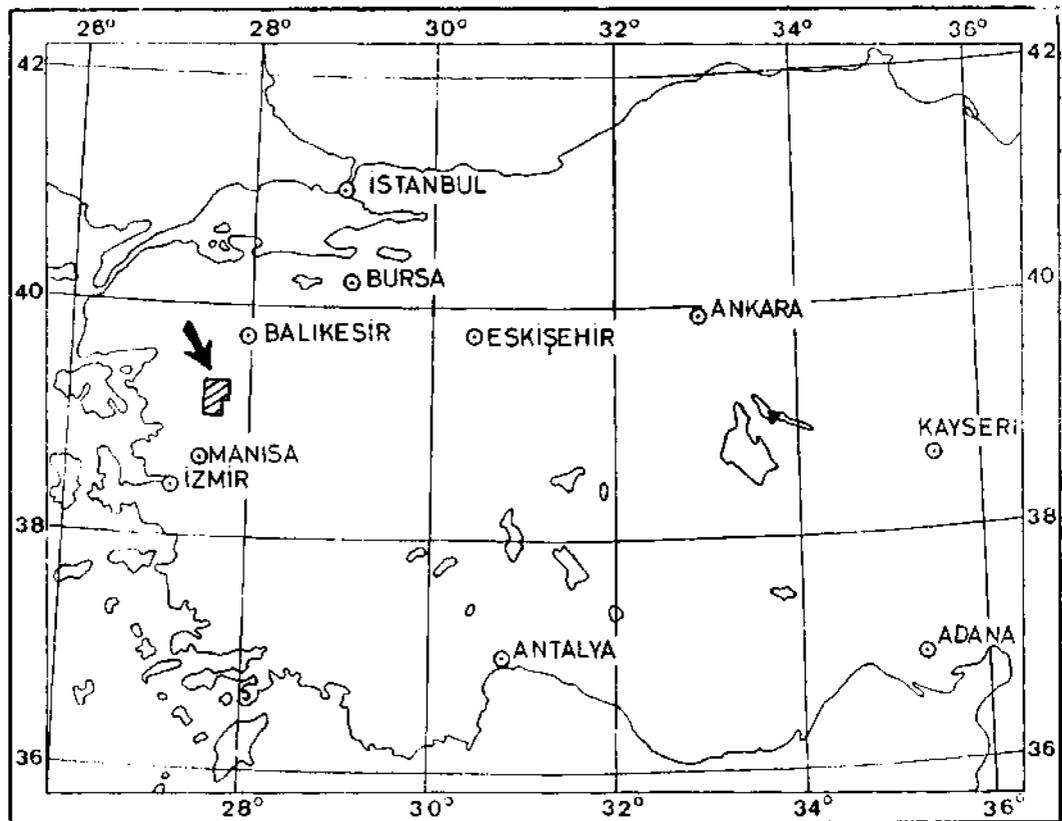


Abb. I - Geographische Lage des braunkohlenführenden Neogengebietes von Soma (Westanatolien).

Unterschiedliche Auffassungen zwischen Brinkmann et al., und mir bestehen hinsichtlich des Baues des Neogengebietes von Soma sowie hinsichtlich der Bildung und des Bildungsraumes der Braunkohle. Darauf soll an gegebener Stelle näher eingegangen werden.

Abschliessend sei noch eine mehr strukturgeologisch ausgerichtete Arbeit über Horizontalbewegungen im Braunkohlengebiet von Soma (Nebert, 1975) angeführt. Auch diese wird im tektonischen Teil der vorliegenden Arbeit eingehend besprochen.

### C. GEOGRAPHISCHE LAGE

Das Neogengebiet von Soma liegt in der ägäischen Zone Westanatoliens (Abb. 1). Entsprechend ist auch das Klima. Die Sommer sind heiss und regenlos. Im Herbst setzt die Regenperiode ein. Sie reicht mit kürzeren oder längeren Unterbrechungen bis etwa Mitte März. Während des Winters führen die höheren Berge Schnee.

Hauptentwässerungsader ist der Bakırçay, der ins Ägäische Meer mündet. Er teilt das kartierte Neogengebiet in einen Nord- und in einen Südabschnitt ein. Die meisten seiner Nebenadern führen nur während Regenzeiten Wasser. Eine Ausnahme bildet der Işıklar Dere, der Kocaçay (Abb. 2), der Bayat Dere und der Akçay (Tafel II). Im allgemeinen muss das Neogengebiet von Soma als wasserarm bezeichnet werden. Dies gilt besonders für die Sommermonate, wo die meisten Quellen versiegen.

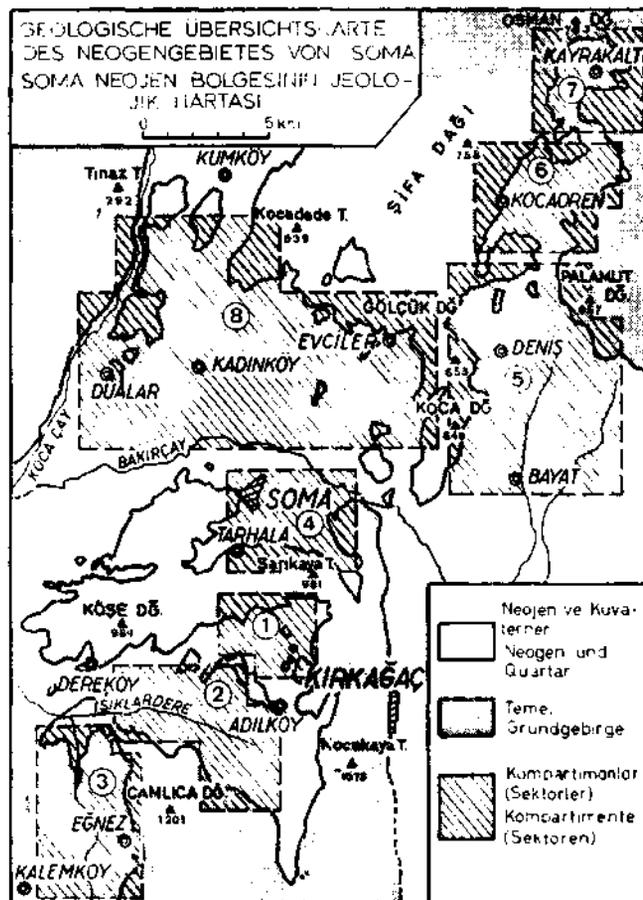


Abb. 2 -

Die Morphologie des Gebietes ist strukturgebunden. Zwei altersmässig verschiedene Bruchsysteme (s. tektonischer Abschnitt dieser Arbeit) haben dem Gebiet einen komplizierten Horst-Graben-Bau aufgeprägt. Die Gräben werden im allgemeinen vom kohleführenden Neogen eingenommen, während in den Horsten das Grundgebirge aufragt. Durch diese Aufkammerung kam es zur Bildung von folgenden morphologischen Kompartimenten (Sektoren), die in der Übersichtskarte der Abb. 2 mit den Nummern 1-8 versehen wurden: Mumya-Tepe-Kompartiment (1), Işıklar-Dere-Kompartiment (2), Eğnez-Kompartiment (3), Soma-Kompartiment (4), Deniz-Kompartiment (5), Kozluören-Kompartiment (6), Kayrikaltı-Kompartiment (7) und Kadıncık-Kompartiment (8). Die Kompartimente sind miteinander zumeist durch schmale Neogenstreifen verbunden.

In seiner Gesamtheit ist das Gebiet südlich des Bakırçay (Kompartiment 1, 2, 3 und 4) wesentlich höher geschaltet, als jenes nördlich dieses Flusses. Die Höhen der einzelnen Gebirgsteile liegen im Südabschnitt zwischen 900 und 1200m (Köşe Dağı 984 m, Sarıkaya Tepe 951 m, Kocakaya Tepe 1073 m, Çamlıca Dağı 1201). Im Nordabschnitt erreicht nur der Kordag eine Höhe von 919 m (Tafel II). Alle übrigen Berge liegen unter 900 m.

Im Nordabschnitt dacht sich das neogene Hügelland von der Grundgebirgsumrandung, wo es Höhen von 350 m erreicht, allmählich südwärts gegen die Ova des Bakırçay (120-130 m) ab.

Das Gebiet südlich des Bakırçay ist zum überwiegenden Teil mit Wald bedeckt. Wo kein Wald vorhanden ist, tritt dichtes Gestrüpp auf. Aus diesem Grund waren die Aufschlussverhältnisse im Südabschnitt ungünstig. Demgegenüber ist der Nordabschnitt im allgemeinen frei von Waldbewuchs. Dieser Umstand wirkte sich recht günstig auf die Aufschlussverhältnisse aus.

#### D. GESTEINSVERBAND UND SCHICHTFOLGE

Wie eingangs erwähnt, wurde bei den Kartierungsarbeiten das Schwergewicht auf die Herausarbeitung der neogenen Schichtfolge gelegt. Auf ein detailliertes lithostratigraphisches Studium des vorneogenen Grundgebirges wurde absichtlich verzichtet. Die Untersuchung des Grundgebirges im südlichen Abschnitt des Gebietes von Soma führten Brinkmann und seine Mitarbeiter (Brinkmann et al., 1970) aus.

##### I. DAS VORNEOGENE GRUNDGEBIRGE

Der jetzige vorneogene Grundgebirgsrahmen entspricht in keiner Weise der einstigen Beckenumrandung. Die Grenzlinien zwischen vorneogenem Grundgebirge und den neogenen Ablagerungen sind überwiegend tektonisch bedingte Scheidelinien. Wie später gezeigt werden soll, sind sie das Ergebnis junger tektonischer Vorgänge.

Das Grundgebirge ist in der Hauptsache aus Grauwacken und mesozoischen Kalksteinen, Halbarmoren und Dolomiten aufgebaut.

Die graublauen bis braungrauen Grauwacken sind die ältesten Gesteine des Gebietes. Sie bestehen aus leichtmetamorphen Sandsteinen, Arkosen, Schiefen und Konglomeraten, denen lokal dunkle, cm-starke Kalksteinbänke linsenförmig zwischengeschaltet sind. Daneben treten in den Grauwacken des nördlich des Bakırçay liegenden Gebietsabschnittes (Tafel II) noch Linsenkörper eines hellen, zumeist grobkörnigen Marmors auf. Im Grauwackenkomplex sind die Marmorlinsen tektonisch eingeregelt. Besonders schön ist dies bei dem Dorf Sevisler zu sehen (Tafel II).

Einige Grauwackenproben wurden mikroskopisch untersucht (Bestimmung: P. de Wijkerslooth und K. Markus). In einem serizitisch-kieseligen Bindemittel liegen Mineralfragmente von undulösem Quarz, Orthoklas, Plagioklas und Muskovit sowie Gesteinsfragmente von Hornstein, Quarzit, Kalkstein und manchmal auch von Effusiva.

Brinkmann et al. (1970) fassen die Gesteine des Grauwackenkomplexes unter der Bezeichnung «Grauwacken-Schiefer-Folge» zusammen und vergleichen sie mit einerflyschähnlichen Wechsellagerung klastischer Gesteine. Die gleichen Autoren führen noch starkzeretzte, dunkelgrünliche, basische Vulkanite (Andesite) und Tuffe an, die verstreut innerhalb der Grauwacken-Schiefer-Folge vorkommen. Die auf den beiden geologischen Karten (Tafel I und II) bei der Ortschaft Tarhala von mir als Diabas (d) ausgeschiedene vulkanische Masse dürfte ein derartiges Vorkommen sein.

Der Grauwackenkomplex ist beachtlich deformiert und tektonisiert. Dies äussert sich vor allem in den zahlreichen dünnen und dicken Kalzitadern, die das Gestein richtungslos durchsetzen.

Kleinsorge (1941) stellte den Grauwackenkomplex der Umgebung von Soma ins Karbon bzw. Permo-Karbon. Diese Einstufung wurde durch die Untersuchungen von Brinkmann et al., bestätigt. Nach diesen Autoren soll die Sedimentation der Grauwacken-Schiefer-Folge bereits im Karbon begonnen und bis ins mittlere Perm angehalten haben.

Im südlichen Neogengebiet von Soma hat der Grauwackenkomplex eine geringe Ausdehnung (Tafel I). Lediglich nördlich der Ortschaft Eğnez nimmt er eine grössere Fläche ein. Im nördlichen Neogengebiet ist fast der gesamt Şifa Dağı aus Grauwacken aufgebaut. Nach Westen zu erstrecken sich die Grauwacken über den Yağcalı Çayı hinaus (Tafel II).

Die mesozoischen Kalksteine (Foto 1 u. 2) sind lithologisch uneinheitlich ausgebildet. Neben massigen, ungebankten Kalken treten auch gut gebankte bzw. geschichtete Varietäten auf. Gelegentlich sind im mesozoischen Verband Halbmarmer, Dolomite und rote oder grüne Radiolarite zu sehen.

Altersmässig wurden die mesozoischen Kalksteine auf Grund ihrer Mikrofauna in den Oberjura gestellt, wobei möglicherweise auch die Unterkreide vertreten sein könnte (Brinkman et al., S. 12).

Die oberjurassischen Kalksteine sind besonders im südlichen Neogengebiet von Soma verbreitet (Tafel I), wo sie den Köşe Dağı, Çamlıca Dağı sowie jene Berge (Çaltı Tepe, Adiller Tepe, Güllü Tepe) aufbauen, die das südliche Neogengebiet im Osten abgrenzen. Im nördlichen Neogengebiet erscheinen mesozoische Kalke von wahrscheinlich oberjurassischem Alter im Koca Dağı und im Sivri Tepe (südlich des Dorfes Kozluören, Tafel II). Ferner könnte der helle und grobkörnige Marmor, der bei den Dörfern Beyce und Hecizköy die Berge Kale Tepe und Karadede Tepe aufbaut, (Tafel II), desgleichen ein mesozoisches Alter haben. Bei Yırca Köy (Tafel II) taucht der gleiche Marmor horstartig aus dem umgebenden Neogen heraus und baut den Ada Tepe auf.

Am Nordwesthang des Çamlıca Dağı (Tafel I) fanden Brinkmann und seine Mitarbeiter einein Grauwacken eingeklemmte Kleinscholle, die aus einem dunklen, fossilführenden permischen Kalkstein bestand. Ähnliche dunkelgraue, dichte, feinkörnige Kalksteine bauen den Kor Dağı, den Payamlı Tepe und den Palamut Tepe im Ostabschnitt des nördlichen Neogengebietes von Soma auf (Tafel II). Diese Kalksteine dürften desgleichen ein permisches Alter haben.

Zu erwähnen wären schliesslich rote Hernsteinfolgen, die nicht nur innerhalb des mesozoischen Kalksteinverbandes auftreten, sondern auch inmitten des Grauwackenkomplexes. Letzteres ist besonders gut im nördlichen Neogengebiet von Soma zu beobachten.

## 2. DIE NEOGENE SCHICHTFOLGE

In meinen unveröffentlichten Berichten (Nebert, 1959, 1960d und 1961) hatte ich das braunkohleführende Neogen von Soma in zwei Schichtfolgen gegliedert, denen ich die Bezeichnung «Serien» gab. So unterschied ich eine «untere Serie» und eine «obere Serie». Die untere Serie hatte ein miozänes Alter und erhielt das Symbol «m». Die obere Serie stellte ich ins Pliozän. Sie erhielt das Symbol «p».

In vorliegender Arbeit erhalten die beiden neogenen Serien den Status von Formationen. Als Grundlage für die Typisierung und Definition der Formationen dienten die Richtlinien der «American commission on stratigraphic nomenclature» (1961), ferner die Empfehlungen der Schweizer Geologischen Gesellschaft (1973) und schliesslich die von O.F. Geyer (1974) gegebenen Erläuterungen.

In den oben erwähnten Arbeiten unterteilte ich die beiden Serien in je fünf «Horizonte», die in vorliegender Arbeit den Status von «Formationsglieder» erhalten.

Brinkmann et al. (1970) führen die lithostratigraphische Trennung der jungtertiären Schichtfolge von Soma in eine untere und eine obere Einheit nicht durch, obwohl sie von zwei Sedimentationszyklen (S. 22) sprechen. Sie übernehmen den Namen der von mir geprägten Horizonte, ersetzen jedoch die Bezeichnung «Horizont» mit «Folge».

Somit lässt sich die neogene Schichtfolge im Räume Soma in zwei Formationen unterteilen: in die «Soma-Formation» und in die «Deniş-Formation».

### a. Soma-Formation

Den Namen erhielt die Formation von der Stadt Soma. Die Bohrung 631 (Koordinaten: x= 32 760.82, y= 52 451.36, z = 760.00) dient als Typus-Profil für die lithostratigraphische Charakterisierung der Soma-Formation (Abb. 3). Die Bohrung 631 liegt im Mumya-Tepe-Kompartiment (Sektor I, Abb. 2). Zusätzlich werden als Referenz-Profile die Ergebnisse anderer Bohrungen herangezogen.

Die Soma-Formation liess sich auf Grund ihrer lithologischen Ausbildung in fünf Formationsglieder unterteilen (Abb. 3):

Hangendes: Tegel-Glied (P1) (Deniş-Formation)  
 Mittleres Lignit-Glied (k<sub>2</sub>)  
 Kalkstein-Glied (m<sub>3</sub>)  
 Mergel-Glied (m<sub>2</sub>)  
 Unteres Lignit-Glied (k1)  
 Basal-Glied (m1)

Liegendes: Grundgebirge (paläozoische Kalke oder mesozoische Kalksteine).

i. *Basal-Glied* (m1). — Die Bezeichnung «Basal-Glied (m1)» will anzeigen, dass es sich stratigraphisch um den untersten Abschnitt der Soma-Formation handelt, denn das Basal-Glied liegt unmittelbar über dem Grundgebirge (s. Profil 609 in Abb. 3 und Profil 401 in Abb. 4).

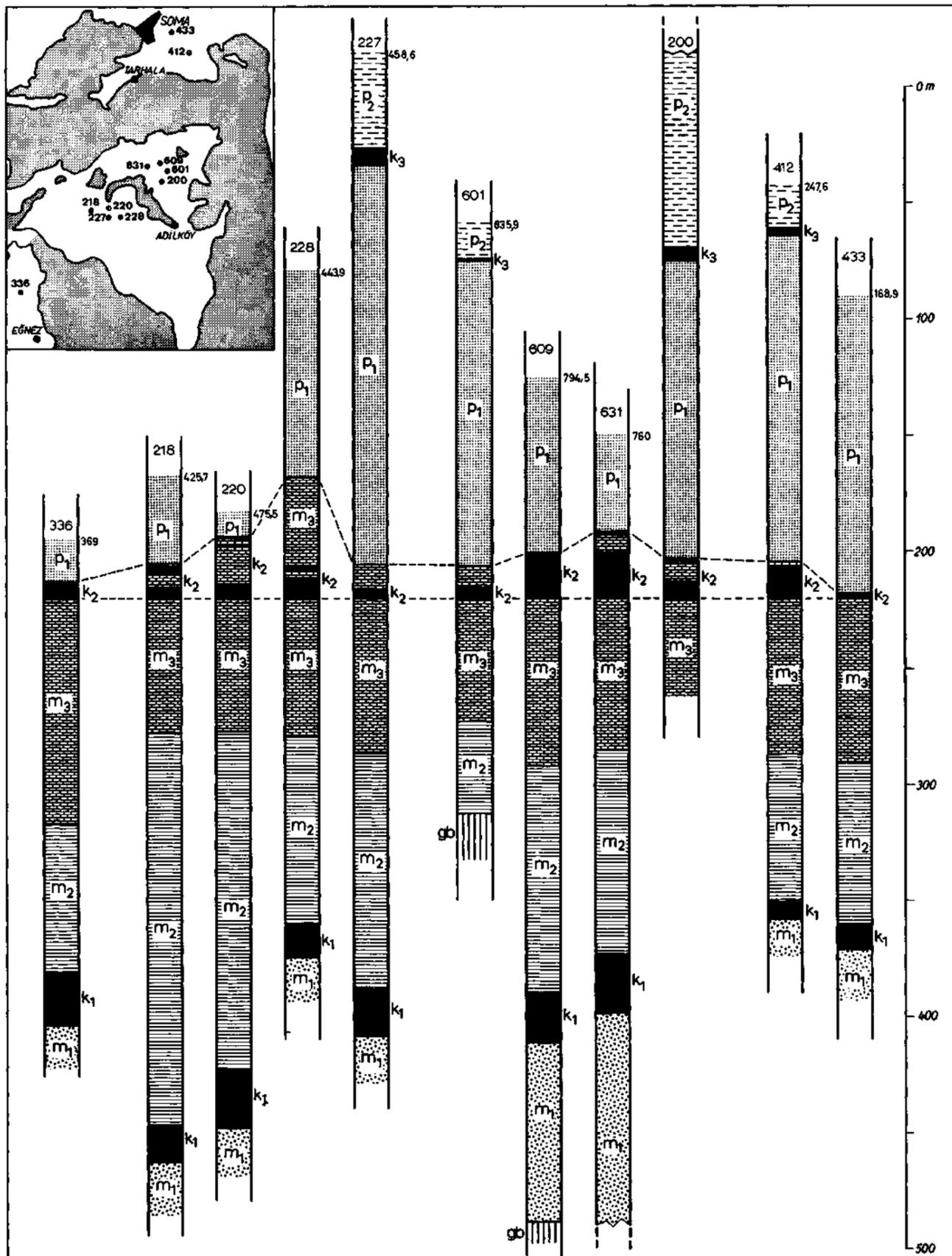


Abb. 3 - Bohrprofile durch die Soma-Formation und Deniz-Formation. Die Lage der einzelnen Bohrpunkte ist dem beigefügten Übersichtskärtchen zu entnehmen. gb = Grundgebirge; m<sub>1</sub> = Basal-Glied; k<sub>1</sub> = Unteres Lignit-Glied; m<sub>2</sub> = Mergel-Glied; m<sub>3</sub> = Kalkstein-Glied; k<sub>2</sub> = Mittleres Lignit-Glied; p<sub>1</sub> = Sand-Ton-Glied; p<sub>2</sub> = Tuff-Mergel-Glied. Die Zahlen an der rechten Seite der Bohrprofile geben die Höhenlage (bezogen auf den Meeresspiegel) der Bohrpunkte an. Im Übersichtskärtchen ist das vorneogene Grundgebirge gepunktet, das Neogen weiss dargestellt.

Lithologisch lässt sich das Basal-Glied ( $m_1$ ) folgendermassen charakterisieren: Der untere Abschnitt (jener der gleich über dem Grundgebirge liegt) besteht aus Blockschutt oder Grobschottermassen. Stellenweise sind die Schotter zu einem Konglomerat verfestigt. Nach oben zu nimmt das Korn allmählich ab. So dominieren im mittleren Abschnitt des  $m_1$ -Gliedes Schotter in Wechsellagerung mit Sanden oder Tonen. Im oberen Abschnitt überwiegen feinklastische Sedimente (Sande und Tone). Auch erscheinen die ersten Kohlschmitzen, die in vertikaler Richtung immer häufiger auftreten, so dass sie einen Übergang zu dem darüberliegenden Lignit-Glied ( $k_1$ ) herstellen.

Als Typus-Lokalität für den unteren Abschnitt des  $m_1$ -Gliedes kann das Gebiet des Yarıdibi Tepe sowie der Ostabschnitt des Mumya Tepe (s. geolog. Karte, Tafel I, sowie Profil A-B und G-H der Tafel III) angegeben werden. Dort tritt über dem Grundgebirge ein Blockschutt auf, der sich besonders gut im Pınarlık Dere (nördlich des Tavşanalı Tepe) studieren lässt. Der Schutt setzt sich aus mächtigen, kaum gerundeten, überkopfgrossen Blöcken zusammen, die dem darunterliegenden Grundgebirge entstammen. Womöglich handelt es sich hierbei zum Teil um einen fossilen bzw. begrabenen Hangschutt, der das einstige vorneogene Relief bedeckte.

Gut aufgeschlossen ist der untere Abschnitt des Basal-Gliedes ( $m_1$ ) auch nördlich des Bakırçay, und zwar bei Evciler (s. geolog. Karte, Tafel II). Er besteht dort zuunterst aus einem Blockschutt (Foto 3), dessen nur schwach gerundete Komponenten mitunter überkopfgrosse Dimensionen erreichen können. Der Blockschutt stammt aus dem nachbarlichen Grundgebirge (Grauwacken). Darüber folgen Konglomerate mit gut gerundeten Komponenten und graue Sandsteine.

Der mittlere und obere Abschnitt des Basal-Gliedes ( $m_1$ ) kann lithologisch an Hand des Typus-Bohrprofils 631 (Abb. 4), sowie zusätzlich mit Hilfe der Referenz-Bohrprofile 206, 219, 220 und 401 (Abb. 4) typisiert werden. Bohrung 631 durchteufte das  $m_1$ -Glied in einer Mächtigkeit von rund 129 m. Davon wurden die zwei oberen Drittel (85 m), d.h., der mittlere und obere Abschnitt des  $m_1$ -Gliedes gekernt. Bohrung 631 erreichte das Grundgebirge in 377 m Tiefe (im Profil 631 der Abbildungen 3 und 4 nicht dargestellt). Das Grundgebirge selbst wurde auf einer Strecke von 30 m erbohrt.

Überwiegend klastische Gesteine prägen demnach die lithologische Zusammensetzung des mittleren und oberen Abschnittes des  $m_1$ -Gliedes. Es wechsellagern harte, blaugraue Sandsteine oder Sande mit grauen, sandigen Mergeln und grauen Tonen. An der Erdoberfläche ergeben diese Gesteine zumeist rostbraun oder blaugrau gefärbte Verwitterungsprodukte, die dem  $m_1$ -Glied in Ausbissen eine bunte Färbung verleihen.

Im oberen Abschnitt des Basal-Gliedes ( $m_1$ ) treten kohlenhaltige Tone sowie Kohlschmitzen auf. In vertikaler Richtung nehmen die Kohlschmitzen an Zahl und Stärke zu, wodurch sie einen kontinuierlichen Übergang zum unteren Lignit-Glied ( $k_1$ ) herstellen. Infolgedessen lässt sich die Oberkante des Basal-Gliedes ( $m_1$ ) nicht scharf festlegen. Sie wurde konventionell dort gezogen, wo die erste bauwürdige Kohlenbank des unteren Lignit-Gliedes ( $k_1$ ) auftritt (s. Bohrung 206 und 220, Abb. 4). Diese Abgrenzung liess sich jedoch nicht immer durchführen (s. z. B. Bohrung 401, Abb. 4).

Die Mächtigkeit des Basal-Gliedes ist Schwankungen unterworfen. Diese Schwankungen erklären sich einerseits aus den Reliefunebenheiten des vorneogenen Grundgebirges, andererseits sind sie, wie wir noch sehen werden, tektonisch bedingt. Da das Bohrprogramm rein wirtschaftlich ausgerichtet war, wurden die Bohrungen zumeist im oberen Abschnitt des Basal-Gliedes eingestellt. Nur einige Bohrungeandrängen bis zum Grundgebirge vor, wobei z.T. gemeisselt wurde. In diesen Bohrungen schwankt die Mächtigkeit des Basal-Gliedes ( $m_1$ ) zwischen 50 m und 200 m.

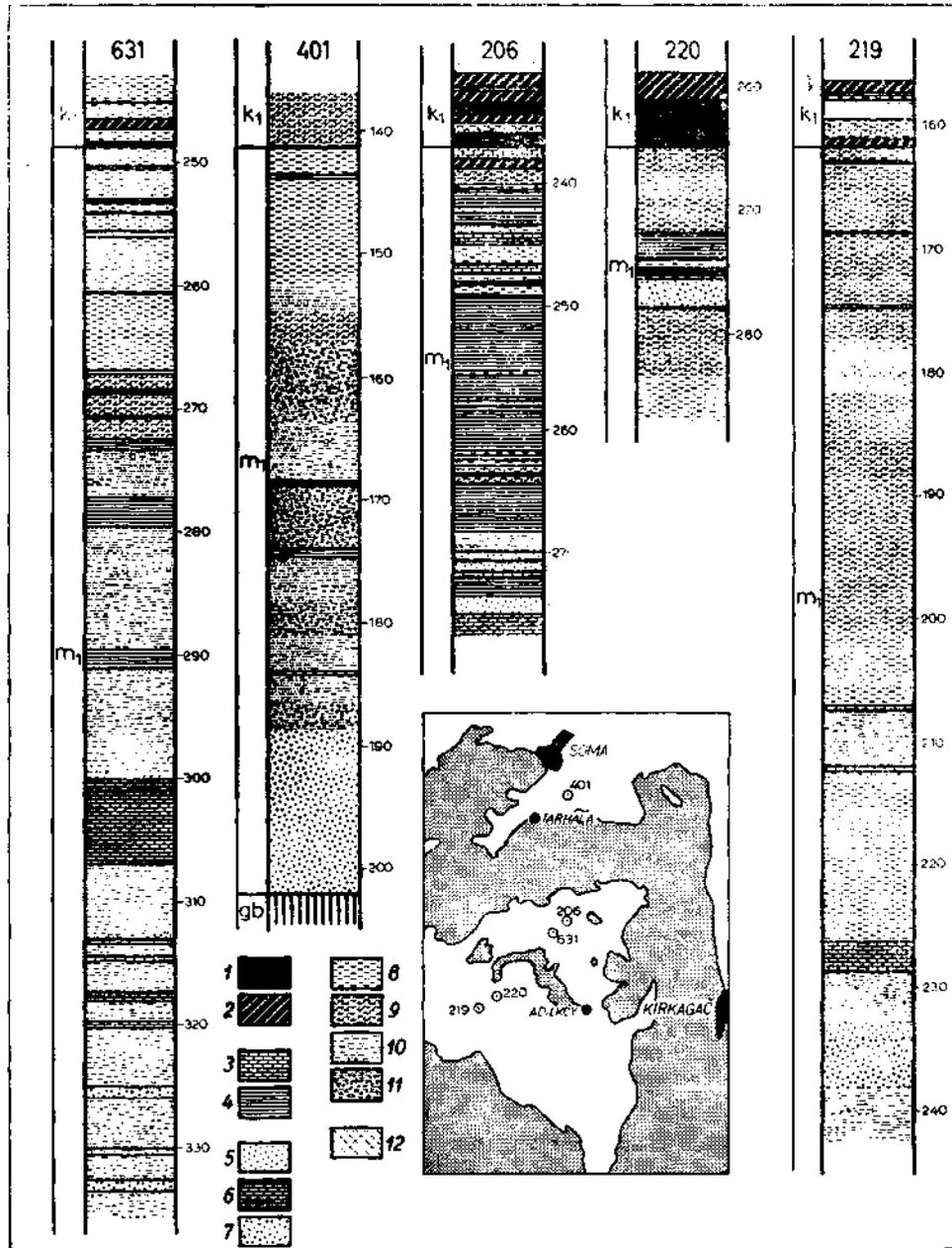


Abb. 4 - Lithologische Zusammensetzung des Basal-Gliedes ( $m_1$ ) in Bohrprofilen. Die geographische Lage der Bohrpunkte ist dem beigefügten Übersichtskärtchen zu entnehmen. 1 = reine Kohle(bzw. Kohlschmitzen); 2 = unreine Kohle; 3 = Kalkstein; 4 = Mergel; 5 = Sand; 6 = Sandstein; 7 = Schotter bzw. Konglomerat; 8 = Ton; 9 = kohlehaltiger Ton; 10 = sandiger Ton; 11 = sandiger Ton mit Geröllen; 12 = vulkanischer Tuff. Die Zahlen an der rechten Seite der Bohrprofile geben die Bohrtiefe in m an. Legende für das Übersichtskärtchen wie Abb. 3.

Im Südabschnitt des Neogengebietes von Soma beisst das Basal-Glied ( $m_1$ ) in allen Kompartimenten mit Ausnahme des Soma-Kompartimentes (Sektor 4, Abb. 2) aus. Durch Bohrungen (z.B. 401, Abb. 4, sodann 412 und 433, Abb. 3) wurde das Basal-Glied in der Tiefe auch im Soma-Kompartiment nachgewiesen.

Im Nordabschnitt findet man Ausbisse des Basal-Gliedes ( $m_1$ ) in den Kompartimenten Deniz, Kocaören und Kadinköy (s. Tafel II).

Brinkmann et al. (S. 12) meinen, dass die Basal-Folge (=  $m_1$ -Glied) nur dort auftritt, wo die paläozoische Grauwacke das Liegende bildet. Auf Jura-Untergrund soll die Basal-Folge durchwegs fehlen. Dass dies nicht zutrifft, beweisen die Bohrungen 633 und 635, die beide mesozoischen Kalk als Grundgebirge erbohrten.

ii. Das Untere *Lignit-Glied* ( $k_1$ ). — Als lithostratigraphische Einheit wurde das Untere Lignit-Glied erstmalig von mir (Nebert, 1959) unter der Bezeichnung «Unterer Flözhorizont  $km_2$  bzw. «Unterer Lignit-Horizont  $km_2$ » aufgestellt. Eine genaue lithologische Definition erfolgte damals nicht. Aus den Bohrergebnissen wurde lediglich der Schluss gezogen, dass sich in der Regel die Bauwürdigkeit auf die obere Hälfte, im günstigsten Fall auf die oberen zwei Drittel des  $k_1$ -Lignit-Horizontes beschränkt.

Zwar beisst im südlichen Neogengebiet von Soma das Untere Lignit-Glied ( $k_1$ ) an mehreren Stellen aus (z.B. Yardibi Tepe, Tavşanlı Tepe und Mumya Tepe, Tafel I), doch handelt es sich hierbei lediglich um stratigraphische Teilabschnitte oder Tagebaue (Foto 4 u. 5), die keinen Einblick in die lithologische Zusammensetzung des gesamten Gliedes gewähren. Zudem sind die Tagebaue von kurzer Lebensdauer, da sie dem Abbau zum Opfer fallen. Aus diesem Grund wurde für die lithologische Charakterisierung des  $k_1$ -Gliedes das Typus-Bohrprofil 631 (s. Abb. 5) herangezogen. Bohrung 631 liegt im Mumya Tepe-Sektor. Als Referenz-Bohrprofile wurden je eines aus den übrigen Sektoren des südlichen Neogengebietes von Soma gewählt (Eğnez-Sektor: 336; Işıklar-Dere-Sektor: 227; und Soma-Sektor: 336; s. Lagekärtchen der Abb. 5).

In Abb. 5 sind auf der linken Seite des lithostratigraphischen Profils die Ergebnisse der Immediatanalyse profilmässig dargestellt. Durchgehend wurde der Asche- und Wassergehalt (bezogen auf die roh-Substanz) bestimmt. Die flüchtigen Bestandteile (roh) und C-fix (roh) wurden nur bei qualitativ guten Kohlen ermittelt. Auf der rechten Seite des lithostratigraphischen Profils ist der Heizwert (bezogen auf die roh-Substanz) zu sehen.

Im Typusprofil der Bohrung 631 (Abb. 5) wurde das Untere Lignit-Glied ( $k_1$ ) in einer Mächtigkeit von etwa 25 m durchteuft. Berücksichtigt man das an den Bohrkernen gemessene Schichteinfallen von 20°-25°, so lässt sich die wahre Mächtigkeit mit rund 23 m berechnen. In den drei Referenzprofilen ist die Mächtigkeit des  $k_1$ -Gliedes geringer. So wurde das  $k_1$ -Glied in Bohrung 227 in einer Mächtigkeit von etwa 20 m durchteuft. Das Schichteinfallen im gezogenen Kern betrug im Durchschnitt 40°. Daraus ergibt sich als wahre Mächtigkeit rund 15 m. In Bohrung 336 wurde die wahre Mächtigkeit mit 22,5 m und in Bohrung 417 mit 17,5 m bestimmt.

Das Untere Lignit-Glied ( $k_1$ ) entwickelt sich allmählich aus dem Basal-Glied ( $m_1$ ), und zwar durch Zunahme der kohligten Substanz in vertikaler Richtung. Dadurch lässt sich, wie bereits erwähnt, keine scharfe Grenze zwischen den beiden lithostratigraphischen Gliedern ziehen. Die Unterkante des  $k_1$ -Gliedes wurde konventionell dort festgelegt, wo die kohlige Substanz eindeutig überhandnimmt.

Die lithologische Zusammensetzung des Unteren Lignit-Gliedes ( $k_1$ ) ist unregelmässig und starken Schwankungen unterworfen. Im oberen und mittleren Abschnitt dominiert die kohlige Substanz. Sie ist durch eine feste, harte und pechschwarze Glanzkohle vertreten. Da der Aschengehalt der Kohle zumeist zwischen 10 % und 20 % liegt, handelt es sich hierbei um eine unreine Kohle. In diesem oberen und mittleren Abschnitt des  $k_1$ -Gliedes, bildet die Kohle Bänke, die Stärken von mehreren Metern erlangen, und die zumeist durch cm-dicke tonige Zwischenmittel getrennt sind (Foto 4 u. 5). Die tonigen Kohlenlagen bzw. die kohlehaltigen Tonlagen führen stellenweise massenhaft flachgedrückte Planorbis-Gehäuse. Interessant ist das Auftreten einer 25 cm bis 50 cm starken, weissen vulkanogenen Tufflage, etwa 1,5 m bis 3 m unter der Oberkante des  $k_1$ -Gliedes (Bohrung 631, Abb. 5). Petrographisch (Bestimmung: P. de Wijkerslooth und K. Markus) handelt es sich hierbei um einen Glastuff, der aus einer z.T. fluidaltextrierten Glasmatrix besteht, in der Mineralfragmente von Plagioklas, Quarz und Biotit stecken. In Bohrung 219 (Abb. 4) erscheint eine ähnliche Tufflage im unteren Abschnitt des  $k_1$ -Gliedes. Das Auftreten dieser Tufflagen innerhalb des Unteren Lignit-Gliedes ( $k_1$ ) ist insofern auffallend, als sich sonst im gesamten Bereich der Soma-Formation keine vulkanogenen Produkte nachweisen lassen.

Die untere Hälfte (zuweilen auch nur das untere Drittel) des  $k_1$ -Gliedes zeigt eine Wechsellagerung von meterstarken Kohlenbänken mit gleichstarken Zwischenmittellagen (Bohrung 631, Abb. 5). Es handelt sich hierbei um eine stark verunreinigte Kohle, mit einem Aschengehalt, der grösser als 20 % ist. Als Zwischenmittel treten Ton oder kohlenhaltiger Ton auf.

In einem gesonderten Abschnitt dieser Arbeit werden die brennstoffchemischen, physikalischen und technologischen Eigenschaften der Kohle des Unteren Lignit-Gliedes ( $k_1$ ) eingehender beschrieben.

Die Oberkante des Unteren Lignit-Gliedes ( $k_1$ ) ist scharf gegen das darüberliegende Mergel-Glied ( $m_2$ ) abgesetzt (Foto 4).

Im Işıklar-Dere-Kompartiment (2, Abb. 2) beisst das  $k_1$ -Glied an mehreren Stellen (z.B. am Yardibi Tepe) aus. Das Referenz-Profil der Bohrung 227 (Abb. 5) zeigt, dass die lithologische Zusammensetzung des  $k_1$ -Gliedes zwar nicht identisch mit jener des Typus-Profiles (Bohrung 631) ist, doch sind zweifelsohne Ähnlichkeiten vorhanden.

Das Gleiche gilt für das Untere Lignit-Glied ( $k_1$ ) des Eğnez-Kompartiments (3, Abb. 2). Das  $k_1$ -Glied beisst auch hier südwestlich des Elek Tepe aus und wird an mehreren Stellen abgebaut. Das betreffende Referenz-Profil (Bohrung 336, Abb. 5) zeigt im lithologischen Aufbau des  $k_1$ -Gliedes nur geringe Abweichungen.

Im Soma-Kompartiment (4, Abb. 2) treten Ausbisse des  $k_1$ -Gliedes an mehreren Stellen auf. An jenen Stellen, wo es abgebaut wird, ist das  $k_1$ -Glied tektonisch äusserst gestört. Das Referenz-Profil der Bohrung 417 (Abb. 5) unterscheidet sich vom Typus-Profil hauptsächlich durch die geringe Mächtigkeit des  $k_1$ -Gliedes. Der lithologische Aufbau ist ansonsten ähnlich jenem des Typus-Profiles (Bohrung 631).

Im nördlichen Neogengebiet von Soma beisst das Untere Lignit-Glied ( $k_1$ ) zunächst an zwei Stellen etwa 1 km südöstlich der Ortschaft Evciler zu beiden Seiten des Keçikkaya Dere aus (s. Tafel II). Im Rahmen eines Kleinbetriebes wurde die Kohle abgebaut. Die Mächtigkeit des Unteren Lignit-Gliedes ( $k_1$ ) beträgt bei Evciler etwa 15 m. Davon sind im ganzen 4 m bauwürdig, wobei sich die Bauwürdigkeit auf zwei, etwa 2 m starke Kohlenbänke beschränkt. Die beiden Kohlenbänke sind durch kohlenhaltige Zwischenmittel voneinander getrennt. Die



Abb. 5 - Lithologische Zusammensetzung des Unteren Lignit-Gliedes ( $k_1$ ) in Bohrprofilen. Die geographische Lage der einzelnen Bohrpunkte ist dem beigefügten Kärtchen (linke untere Ecke) zu entnehmen. Legende für die Immediatanalyse (bezogen auf die roh-Substanz): w = Wasser; a = Asche; fl. Best. = Flüchtige Bestandteile; C-fix = Kohlenstoff. Legende für das lithologische Profil: Reine Kohle ( $a < 10\%$ ); 2 = unreine Kohle ( $a = 10\%$  bis  $20\%$ ); 3 = stark verunreinigte Kohle bzw. Brandschiefer ( $a > 20\%$ ); 4 = kohlehaltiger Ton; 5 = Ton; 6 = sandiger Ton; 7 = Sandstein; 8 = Mergel; 9 = Kalkstein; 10 = vulk. Tuff. Die Oberkante des  $k_1$ -Gliedes liegt bei Bohrung 417 in einer Tiefe von 185,90 m, bei Bohrung 227 in einer Tiefe von 401,85 m, bei Bohrung 631 in einer Tiefe von 223,40 m und bei Bohrung 336 in einer Tiefe von 186,50 m. Legende für das Übersichtskärtchen s. Abb. 3.

Qualität der abgebauten Kohle ist analog lener aus dem südlichen Neogengebiet von Soma. Es ist eine pechschwarze und feste Glanzkohle mit einem Heizwert, der zwischen 3500 und 4500 kcal/kg liegt. Im Liegenden des Unteren Lignit-Gliedes ( $k_1$ ) treten Tone, kohlenhaltige Tone und Sande auf, die bereits dem Basal-Glied ( $m_1$ ) angehören. Bei Evciler geht das über dem Grauwacken-Grundgebirge liegende Basal-Glied ( $k_1$ ) allmählich in das Untere Lignit-Glied ( $k_1$ ) über.

Nördlich der Ortschaft Deniz existiert eine Anzahl aufgelassener Stollen, deren Unrentabilität auf die intensive Tektonisierung des  $k_1$ -Gliedes zurückzuführen ist. Über die stark gestörten Lagerungsverhältnisse dieses Gebietsabschnittes wird im tektonischen Abschnitt berichtet.

Kurz zusammenfassend lässt sich das Untere Lignit-Glied ( $k_1$ ) folgendermassen typisieren: Zwar entwickelt sich das  $kx$ -Glied allmählich aus dem darunterliegenden Basal-Glied ( $m_1$ ), wodurch die Grenze zwischen beiden Einheiten zumeist konventionell festgelegt werden muss, doch bildet das  $k_1$ -Glied eine abgrenzbare und selbstständige lithostratigraphische Unter-einheit innerhalb der Soma-Formation. Der untere Abschnitt des  $k_1$ -Gliedes besteht aus einer Wechsellagerung von stark verunreinigter Kohle und kohlehaltigen Zwischenmitteln (Ton, Mergel, Kalkstein). Im mittleren und oberen Abschnitt des  $k_1$ -Gliedes überwiegt die Kohle, wobei mehrere meterstarke Kohlenbänke auftreten. Zwischen dem Unteren Kohlen-Glied ( $k_1$ ) und dem darüberfolgenden Mergel-Glied ( $m_2$ ) besteht eine scharfe Grenze. Für das südliche Neogengebiet von Soma kann die Mächtigkeit des  $k_1$ -Gliedes mit rund 20 m angegeben werden. Davon sind etwa 50 % bis 75 % bauwürdig. Im nördlichen Neogengebiet ist die Mächtigkeit des Unteren Kohlen-Gliedes ( $k_1$ ) geringer. Die Bauwürdigkeit ist auf etwa 4 m reduziert.

iii. Mergel-Glied ( $m_2$ ). — Brinkmann et al. vereinigen das Mergel-Glied ( $m_2$ ) mit dem darüberfolgenden Kalkstein-Glied ( $m_3$ ) und beschreiben flüchtig beide Untereinheiten unter dem Namen «Mergel-Kalk-Folge». Zwar gehen beide Untereinheiten unmerklich ineinander über, trotzdem behalte ich ihre getrennte Ausscheidung auf den geologischen Karten (Tafel I und II) bei, weil erstens ihre Trennung im Gelände ziemlich genau durchführbar ist und weil zweitens durch diese Trennung auch die Darstellung des geologischen Baues an Deutlichkeit gewinnt.

Wie bereits erwähnt, ist die Grenze zwischen dem Unteren Lignit-Glied ( $k_1$ ) und dem darüberfolgenden Mergel-Glied ( $m_2$ ) ziemlich scharf ausgebildet, denn die Mergel setzen unvermittelt über dem  $k_1$ -Glied ein. Sie liegen entweder direkt über einer Kohlenbank oder aber über einer kohlenhaltigen Tonlage, die stratigraphisch noch zum  $k_1$ -Glied gehört.

Im Gegensatz zum Basal-Glied ( $m_1$ ) ist das Mergel-Glied ( $m_2$ ) auf weite Strecken hin lithologisch äusserst uniform und homogen ausgebildet. Es besteht aus ungebankten oder dickgebankten bis plattigen, harten, dichten und festen Mergeln, die frisch angeschlagen eine blaugraue, verwittert hingegen eine helle Farbe aufweisen. An einigen Fundpunkten treten massenhaft Frucht- und Blattabdrücke auf. Auf sie soll noch bei der Besprechung des Alters der Soma-Formation näher eingegangen werden. An diesen Fundpunkten sind auch Süsswassermollusken zu beobachten.

Die Grenze zwischen dem  $m_2$ -Glied und dem darüberfolgenden Kalkstein-Glied ( $m_3$ ) wurde auf der geologischen Karte konventionell festgelegt, weil, wie oben erwähnt, ein kontinuierlicher Übergang zwischen den beiden lithostratigraphischen Gliedern besteht. Dieser Übergang vollzieht sich jedoch innerhalb weniger Meter.

Die Mächtigkeit des Mergel-Gliedes ( $m_2$ ) beträgt im Typusprofil der (Bohrung 631 Abb.3) etwa 90 m. In anderen Bohrungen ist die Mächtigkeit geringer (Bohrung 412 und 433, Abb.3) oder grösser (Bohrung 218 und 220, Abb. 3). Im Durchschnitt kann die Mächtigkeit des Mergel-Gliedes ( $m_2$ ) für das südliche Neogengebiet mit 100 m festgelegt werden.

Im südlichen Neogengebiet von Soma kommt das Mergel-Glied ( $m_2$ ) zunächst im Gebiet des MumyaTepe (Tafel I, Sektor I), des Işıklar Dere (Sektor 2) und westlich des ÇamlıcaTepe (Sektor 3) vor. Sodann findet man die  $m_2$ -Mergel auch am Nordabhang der Soma Dağları, dort allerdings in tektonisch stark gestörter Lagerung.

Im nördlichen Neogengebiet von Soma trifft man die Mergel des  $m_2$ -Gliedes im Kayrikalti-Kompartiment (Tafel II und Abb. 2, Sektor 7), im Kocaören-Kompartiment (Sektor 6) und im Deniz-Kompartiment (Sektor 5) an. Schliesslich sind die  $m_2$ -Mergel noch östlich von Evciler (Tafel II und Abb. 2, Sektor 8) aufgeschlossen.

Die lithostratigraphische Charakterisierung des Mergel-Gliedes ( $m_2$ ) lässt sich folgendermassen zusammenfassen: Lithologisch homogen ausgebildete, blaugraue, dichte und feinkörnige Mergel setzen das im Durchschnitt 100 m mächtige  $m_2$ -Glied zusammen. Die Unterkante des  $m_2$ -Gliedes ist scharf ausgebildet. Seine Oberkante wurde konventionell festgelegt, denn zwischen dem Mergel-Glied ( $m_2$ ) und dem darüberfolgenden Kalkstein-Glied ( $m_3$ ) besteht ein kontinuierlicher Übergang, der sich indessen innerhalb weniger Meter vollzieht.

*iv. Kalkstein-Glied ( $m_3$ ).* — Das Kalkstein-Glied ( $m_3$ ) und das Mittlere Lignit-Glied ( $k_2$ ) müssten eigentlich als eine einzige Untereinheit der Soma-Formation besprochen werden, denn das  $k_2$ -Glied gelangte noch innerhalb des oberen Abschnittes des Kalkstein-Gliedes ( $m_3$ ) zur Ablagerung (s. Bohrung 228, Abb. 3). Aus praktischen Gründen werde ich die Kalksteinfolge und die in ihr eingelagerte Kohlenfolge als selbstständige lithostratigraphische Untereinheiten der Soma-Formation gesondert besprechen. Dabei wird die Grenze zwischen beiden Formationsgliedern an die Unterkante des Mittleren Lignit-Gliedes ( $k_2$ ) gesetzt (s. Abb. 3).

Es wurde bereits erwähnt, dass sich das Kalkstein-Glied ( $m_3$ ) allmählich aus dem Mergel-Glied ( $m_2$ ) entwickelt, so dass die Grenzziehung zwischen beiden Einheiten konventionell erfolgte. Der lithologische Aufbau des  $m_3$ -Gliedes ist ziemlich einheitlich. Es handelt sich in der Hauptsache um einen gut gebau- ten oder geschichteten, mürben Kalkstein, der frisch angeschlagen von hellweisser Farbe ist. Angewitterte Flächen sind ausgesprochen rau und haben eine schmutzig-gelbe Farbe. Brinkmann et al. erwähnen noch knollige Algenkalke, Oolithkalke und plattige Schillkalke, die im Bereich des ehemaligen Beckenrandes auftreten sollen.

Im Gegensatz zum Mergel-Glied ( $m_2$ ) führt das Kalkstein-Glied reichlich tierische Fossilien, in der Hauptsache Süsswasser-Gastropoden.

Die durchschnittliche Mächtigkeit des Kalkstein-Gliedes ( $m_3$ ) kann mit 50-60 m festgelegt werden (Abb. 3).

Überall dort, wo das Mergel-Glied ( $m_2$ ) aufgeschlossen vorliegt, ist auch das Kalkstein-Glied ( $m_3$ ) vorhanden. Dementsprechend hat das Kalkstein-Glied ( $m_3$ ) sowohl im nördlichen als auch im südlichen Neogengebiet von Soma eine bemerkenswerte Verbreitung.

Zusammenfassend lässt sich das Kalkstein-Glied ( $m_3$ ) als eine in lithologischer Hinsicht ziemlich homogen aufgebaute, im Durchschnitt 50-60 m starke Untereinheit der Soma-Formation typisieren. Der fossilführende, mürbe und helle Kalkstein entwickelt sich aus dem darunterliegenden Mergel-Glied ( $m_2$ ). Die Oberkante des  $m_3$ -Gliedes wurde konventionell an die Unterkante des Mittleren Lignit-Gliedes ( $k_2$ ) gesetzt.

v. Mittleres Lignit-Glied ( $k_2$ ). — Vorhin wurde gezeigt, dass das Mittlere Lignit-Glied ( $k_2$ ) eigentlich dem oberen Abschnitt des Kalkstein-Gliedes ( $m_3$ ) angehört. Aus praktischen Gründen hatte ich es aber unter der Bezeichnung «Mittlerer Lignit-Horizont  $km_3$ » als selbstständige Untereinheit aufgestellt (Nebert, 1959). Die Grenze zwischen den beiden Formationsgliedern  $k_2$  und  $m_3$  wurde an die Unterkante des Mittleren Lignit-Gliedes ( $k_2$ ) gesetzt.

Zwischen der Soma-Formation und der darüberfolgenden Deniz-Formation besteht eine Diskonformität (Erosionsdiskordanz). Ihr entspricht eine Trockenlegungsphase mit einem Paläorelief. Das Paläorelief dürfte nicht sehr akzentuiert gewesen sein. Dennoch kommt es in Abb. 3 gut zum Ausdruck. Während der Trockenlegungsphase fiel der obere Abschnitt des Kalkstein-Gliedes ( $m_3$ ) und mit ihm ein Teil des Mittleren Lignit-Gliedes ( $k_2$ ) der Abtragung zum Opfer. Aus diesem Grund tritt das Mittlere Lignit-Glied entweder als eine zusammengesetzte Kohlenfolge auf, die dem oberen Abschnitt des  $m_3$ -Gliedes eingelagert ist. Dieser Fall wird von Bohrung 228 (Abb. 3) illustriert. In dieser Bohrung ist der obere Abschnitt des  $m_3$ -Gliedes wahrscheinlich in seiner ursprünglichen Mächtigkeit erhalten geblieben. Oder das Mittlere Lignit-Glied ( $k_2$ ) erscheint als selbstständige Einheit zwischen dem Kalkstein-Glied ( $m_3$ ) und dem Tegel-Glied ( $p_1$ ), wie dies bei den Bohrungen 336 und 433 (Abb. 3) zu sehen ist. In diesem Fall wurde der gesamte obere Abschnitt des  $m_3$ -Gliedes abgetragen. Schliesslich kann das Mittlere Lignit-Glied ( $k_2$ ) ganz fehlen, da es während der erwähnten Trockenlegungsphase der Erosion zum Opfer fiel. Als Beispiel hierfür sei Bohrung 207 angeführt. Zwischen diesen drei Fällen können alle Übergänge auftreten, wie dies aus Abb. 3 deutlich hervorgeht.

Im Typusprofil der Soma-Formation (Bohrung 631, Abb. 6 und 7) treten innerhalb des oberen Abschnittes des  $m_3$ -Gliedes ein Unterflöz, ein mittleres Flöz und ein Oberflöz auf. Diese Flöze sind durch sterile Partien (Kalke, Mergel und Tone) von verschiedener Mächtigkeit voneinander getrennt.

Eine wirtschaftliche Bedeutung kommt lediglich dem Unterflöz des  $k_2$ -Lignit-Gliedes zu. Es erreicht eine durchschnittliche Mächtigkeit von 6 m und besteht aus einzelnen bis zu 2 m starken Kohlenbänken, die durch verschiedenstarke Zwischenmittel (Kalke, Mergel, sandige Tone, kohlehaltige Tone etc.) voneinander getrennt sind. Die auftretenden Kohlenbänke zeigen gute Beschaffenheit. Ihre pechschwarze Glanzkohle ist von harter und fester Konsistenz und erreicht Heizwerte von über 4000 kcal/kg (bezogen auf die Rohkohle, s. Profil 631, Abb. 6). Auch in den Referenz-Profilen 220 und 601 (Abb. 6) zeigt das Unterflöz des  $k_2$ -Lignit-Gliedes eine in wirtschaftlicher Hinsicht gute Zusammensetzung. Die einzelnen Kohlenbänke sind im untersuchten Neogengebiet jedoch nicht überall aushaltend und beständig, denn sowohl in seitlicher als auch in vertikaler Richtung treten Vertaubungen auf, wodurch die Kohlen an Qualität verliert bzw. durch kohlehaltige Zwischenmittel ersetzt wird.

Das mittlere Flöz hat zwar im Bohrprofil 631 (Abb. 6) eine Mächtigkeit von ca. 1 m mit einer guten Glanzkohle, deren Heizwert bei 3500 kcal/kg liegt, doch keilt es in lateraler Richtung aus oder wird durch kohlehaltiges Nebengestein ersetzt (s. z.B. Profil 336).

Im Typusprofil 631 ist das Oberflöz des  $k_2$ -Lignit-Gliedes noch vorhanden und erreicht eine Mächtigkeit von über 1 m (Abb. 6). Auch die feste und pechschwarze Kohle hat z.T. gute Eigenschaften (Heizwert ca. 3500 kcal/kg). Im allgemeinen wurde jedoch das Oberflöz des  $k_2$ -Lignit-Gliedes abgetragen, so dass es nur noch in wenigen Bohrungen, wie beispielsweise im Referenz-Profil der Bohrung 220 (Abb. 7), auftritt.

Als Zwischenmittel bzw. als Nebengestein treten sowohl kohlehaltige Kalksteine (7, in Abb. 6; 6 in Abb. 7) bzw. kohlehaltige Mergel (9, in Abb. 6) als auch kohlegebänderte Kalksteine (7, in Abb. 6; 7, in Abb. 7) auf. Beim kohlegebänderten Kalkstein handelt es sich um

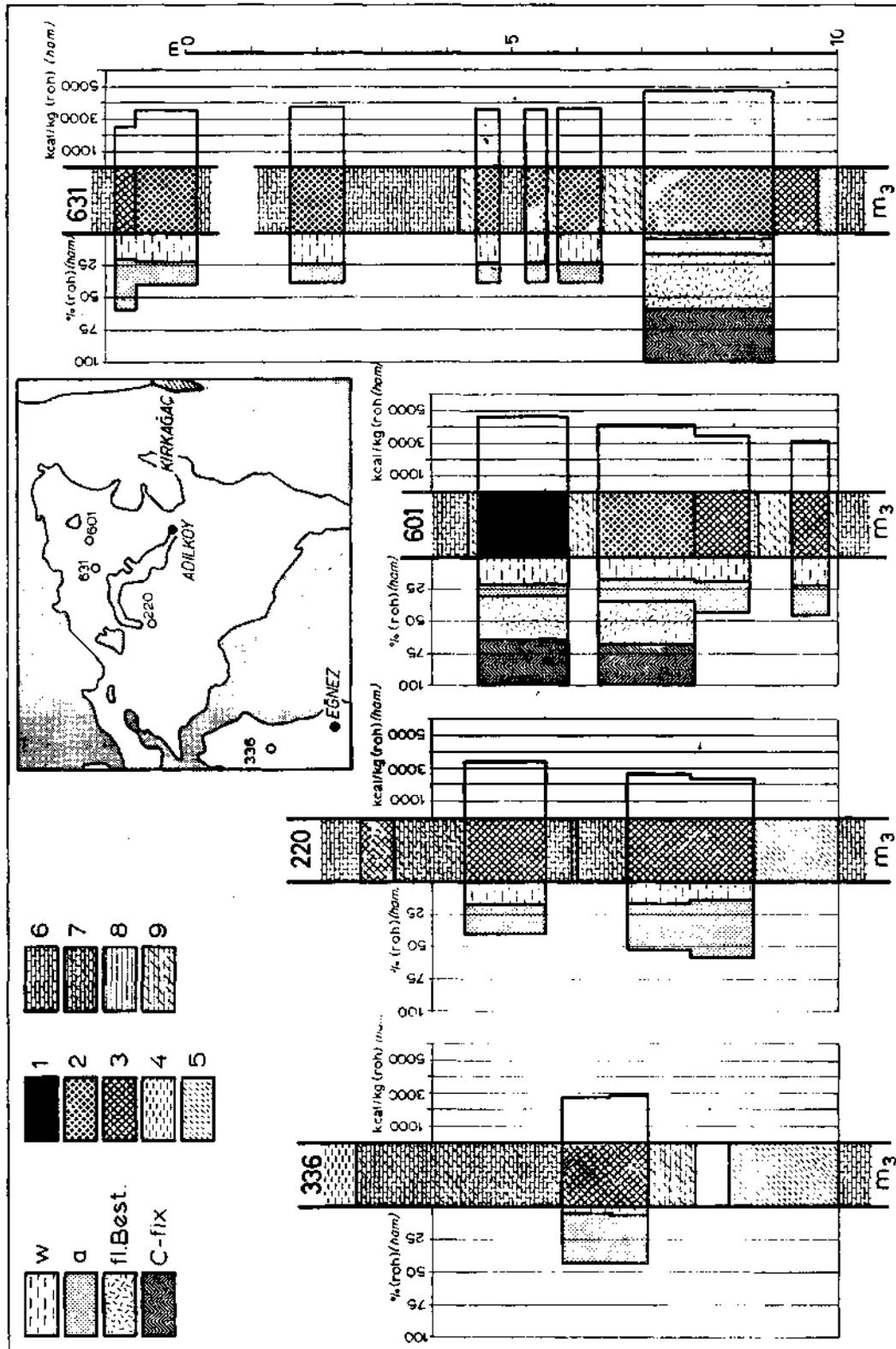


Abb. 6 - Lithologische Zusammensetzung des Mittleren Lignit-Gliedes ( $k_2$ ) in Bohrprofilen. Das beigefügte Kärtchen enthält die geographische Lage der betreffenden Bohrpunkte (Grundgebirge punktiert, neogenes Deckgebirge weiss). Legende für die Immediatanalyse s. Abb. 5. Legende für das lithologische Profil: 1 = reine Kohle ( $a < 10\%$ ); 2 = unreine Kohle ( $a = 10\% - 20\%$ ); 3 = stark verunreinigte Kohle bzw. Brandschiefer ( $a > 20\%$ ); 4 = Ton; 5 = kohlehaltiger Ton; 6 = Kalkstein; 7 = kohlehaltiger bzw. kohlenhänderter Kalkstein (Wechselfagerung von cm-starken Kalkstein- und Kohlelagen); 8 = Mergel; 9 = kohlehaltiger Mergel.

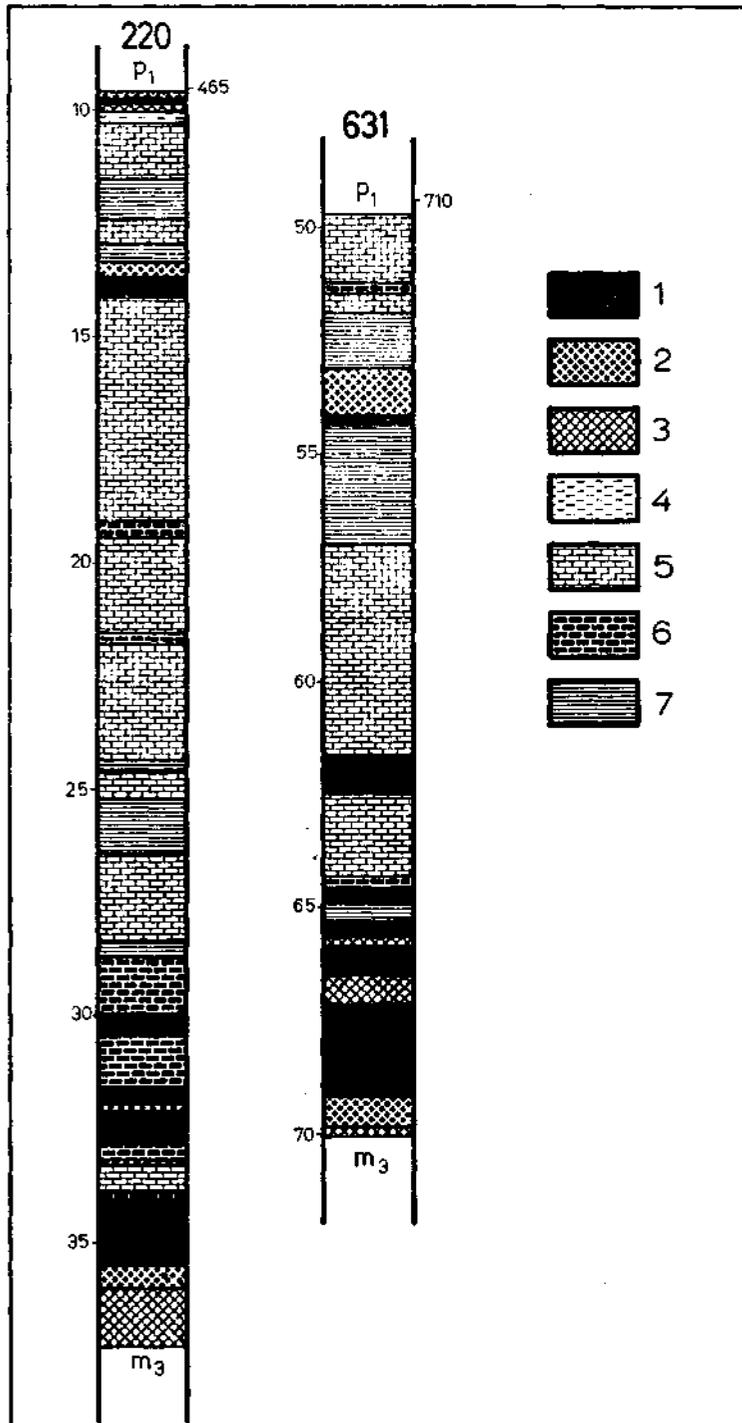


Abb. 7 - Lithologische Detailprofile des oberen Abschnittes des Kalkstein-Gliedes (k<sub>2</sub>) in den Bohrungen 220 und 631. 1 = makroskopisch reine Kohle; 2 = makroskopisch unreine Kohle; 3 = kohlehaltiger Ton; 4 = Ton; 5 = reiner Kalkstein; 6 = kohlehaltiger Kalkstein; 7 = kohlegebänderter Kalkstein (Wechsellagerung von cm-starken Kalkstein- und Kohlelagen). Die Zahlen an der rechten Seite der Profile geben die Tiefenlage bezogen auf den Meeresspiegel an, jene an der linken Seite der Profile stellen die Bohrtiefe in m dar.

eine Wechsellagerung von cm-starken Kalklagen und cm-starken Kohleschmitzen. Solche Wechsellagerungen können in verschiedenen stratigraphischen Niveaus des  $k_2$ -Lignit-Gliedes auftreten, wie dies aus den Profilen 220 und 631 der Abb. 7 ersichtlich ist. Sie sind der Ausdruck von Oszillationbewegungen, die im obersten Abschnitt der Soma-Formation schliesslich zu der mehrfach erwähnten Trockenlegungsphase des gesamten Neogengebietes führten.

Sofern es von der Abtragung verschont geblieben ist, kommt das Mittlere Lignit-Glied ( $k_2$ ) in allen Kompartimenten des südlichen Neogengebietes von Soma vor. Eine bauwürdige Bedeutung hat das  $k_2$ -Lignit-Glied jedoch nur im Mumya-Tepe-Kompartiment (1, Abb. 2) sowie im Işıklar-Dere-Kompartiment (2, Abb. 2). Im Eğnez-Kompartiment (3, Abb. 2) ist das  $k_2$ -Lignit-Glied auf zwei Kohlenbänke reduziert (Bohrung 336, Abb. 6), deren obere Bank eine Mächtigkeit von über 1 m erreicht. Der Rest des Mittleren Lignit-Gliedes ( $k_2$ ) besteht aus kohlehaltigem Ton und kohlehaltigem Kalkstein. Das Lignit-Glied ( $k_2$ ) führt reichlich plattgedrückte Planorbis-Arten. Auch im Soma-Kompartiment (4, Abb. 2) tritt das  $k_2$ -Lignit-Glied auf, jedoch besteht es dort lediglich aus tonigem Lignit und kohlehaltigem Ton mit häufigen, grossen, plattgedrückten Planorbis-Arten.

Die Übereinstimmung der Schichtfolge der Soma-Formation im Südabschnitt des Neogengebietes von Soma mit jener des Nordabschnittes geht so weit, dass im Nordabschnitt auch das  $k_2$ -Lignit-Glied als lithostratigraphische Einheit vorhanden ist. So tritt das  $k_2$ -Glied im Sektor Kadıncık (8, Abb. 2) im oberen Abschnitt des Kalkstein-Gliedes ( $m_3$ ) in Form von tonigen Lignitlagen mit tonigen Zwischenmitteln auf. Seme Ausbisse findet man entlang des Weges, der von Soma kommend, nach dem Dorf Evciler führt, sowie in einem N-S verlaufenden Taleinschnitt in der Nähe dieses Dorfes. Ferner erscheint das  $k_2$ -Lignit-Glied auch im Deniz-Kompartiment (5, Abb. 2). Dort wird es von einer 0,5 bis 1 m starken, braungefärbten und kohlehaltigen Tonlage mit cm-dünnen Kohleschmitzen vertreten.

»». *Das Alter der Soma-Formation.*— Auf Grund von pflanzlichen (Blattabdrücken) und tierischen Fossilien stuft Kleinsorge (1940 und 1941) die neogene Schichtfolge von Soma ins untere und mittlere Miozän ein. Die von mir aufgesammelten fossilen Süsswassermollusken, vor allem aber das fossile Pflanzenmaterial in Form von Blattabdrücken und Früchten haben diese Einstufung bestätigt. Die Mollusken stammen aus dem Kalkstein-Glied ( $m_3$ ). Das fossile Pflanzenmaterial wurde dem Mergel-Glied ( $m_2$ ) entnommen.

Der Erhaltungszustand der fossilen Molluskenfauna war im allgemeinen schlecht, so dass bis auf eine einzige Artbestimmung lediglich generische Bestimmungen durchgeführt werden konnten (Bestimmung Dr. Lütfiye Erentöz):

*Ancylus* sp.

*Corbicula* sp.

*Lymnaea* sp.

*Paludina* sp.

*Planorbis* sp.

*Planorbis* aff. *cornu mantelli* (Dunker)

*Unio* sp.

Der Gesamtcharakter dieser Fauna spricht für Miozän. *Planorbis* aff. *cornu mantelli* (Dunker) ist für das mittlere bis obere Miozän charakteristisch.

Demgegenüber war der Erhaltungszustand der fossilen Pflanzen zum Teil sehr gut (Foto 6), so dass auch viele Artbestimmungen vorgenommen werden konnten (Bestimmung: Prof. Dr. Recep Egemen und Utarit Bilgütay). Tabelle 2 bringt in alphabetischer Reihenfolge die auf-

Tabelle - 2

	Bozkurt	Bükköy	Deniş	Mumya	Tarhala tepe
Acer sp.					1
Acer trilobatum A. Br.	1				8
Apocynophyllum sp.	1		1		50
Apocynophyllum cf. helveticum Heer					1
Betula cf. prisca Ett.					1
Buxus sp.					5
Carya cf. serraefolia Goepf.					1
Castanea sp.			1		
Castanea atavia Ung.					1
Cerantonia sp.					1
Cerantonia emarginata A. Br.					4
Cercis sp.					2
Cinnamomum sp.	1		1		21
Cinnamomum polymorphum Heer			3		13
Cinnamomum scheuchzeri Heer			1		135
Corylites sp.		7			1
Corylus cf. avellana L.					1
Dryophyllum sp.		13			4
cf. Equisetum sp.			1		
Eucalyptus sp.					9
Fagus sp.					5
Fagus cf. aspera Ung.					2
Fagus feroniae Ung.					4
Fagus ferruginea Ait.			1		6
Ficus sp.					20
Ficus cf. arcinervis Heer					4
Ficus cf. tiliaefolia Heer					4
Glyptostrobus sp.			1		1
Glyptostrobus europaeus (Ett.) Heer		1	5	1	57
Ilex sp.			2		3
Juncus sp.					5
Laurophyllum sp.		3	3		190
Laurophyllum princeps (Heer) Kr. We. .			2		9
Magnolia sp.			3		1
Magnolia ludwigi Ett.			5		2
Morus cf. rubra L.	1				
Myrica sp.			1		12
Myrica lignitum (Ung.) Sap.		1	5		41
Nerium sp.		2			20
Olea sp.		1	3		23
Pinus sp.		1	2		5
Pinus palaeostrobus (Ett.) Heer		2			4
Pinus cf. pinaster L.			2		
Pinus cf. taeda L.			1		
Planera sp.		4			3
Planera (Zelkova) ungeri Heer	1		4		3
cf. Platanus aceroides Goepf.					1
Podagonium sp.					3
cf. Podagonium knorrii Heer					1
Populus sp.		4			1
Populus latior A. Br.			1		3
Populus mutabilis Heer		4			5
Quercus sp.	2	3			5
Quercus cf. aspera Ung.		1	1		2
Quercus cf. buchi Heer					2
Quercus cf. neriifolia A. Br.					2
Quercus oligodonta Sap.					3
Robinia sp.		4	3	1	20
Robinia regeli Heer					4
Sagittaria cf. victor-masoni Ward.		1			
Salicites sp.			1		
Salix sp.					15
Salix varians Goepf.					11
Sapindus sp.			2		7
Sapindus cf. falcifolia A. Br.					2
Sideroxylon sp.			1		
Sideroxylon salicites (Web.) Wld.			1		1
Taxodium sp.			1		
Taxodium distichum Rich.			1	1	
Tilia sp.					1
Ulmus sp.					2
Ulmus carpinoideus Goepf.				1	1
cf. Ulmus longifolia Ung.					1

gesammelten Gattungen und Arten. Das fossile Pflanzenmaterial stammt sowohl aus dem nördlichen Neogengebiet (Lokalitäten: Bozkurt, Bükköy und Deniz) als auch aus dem südlichen Neogengebiet (Mumya Tepe im Kompartiment I, und Lokalität Tarhala im Kompartiment 4, Abb. 2). Besonders die Fundstelle bei dem Dorf Tarhala lieferte ein reiches Material. Insgesamt wurden dort 776 Fossilreste aufgesammelt, womit eine gesicherte Grundlage für die Beurteilung der Zusammensetzung der damaligen Flora gegeben ist. Statistisch dominiert die Gattung *Laurophyllum*, die mit 25,6 % ein Viertel des gesamten aufgesammelten Pflanzenmaterials von Tarhala ausmacht. Der Anteil von *L. princeps* beträgt 1,2 %. An zweiter Stelle folgt die Gattung *Cinnamomum* mit 21,9 %. *C. scheuchzeri* hat einen Gesamtanteil von 17,4 % und *C. polymorphum* von 1,7 %. Die dritte Stelle nehmen ein: *Glyptostrobus europaeus* mit 7,2 %, *Apocynophyllum* mit 6,6 % und *Myrica lignitum* mit 5,3 %. Einen geringeren Anteil in der Zusammensetzung der fossilen Flora von Tarhala haben die Gattungen: *Fagus* 2,2 %, *Ficus* 3,6 %, *Nerium* 2,6 %, *Olea* 3,0 %, *Pinus* 1,9 %, *Populus* 1,2 %, *Robinia* 3,1 % und *Salix* 3,4 % (*Salix varians* 1,4 %). Schliesslich ist *Acer trilobatum* mit 1 % beteiligt.

Nach Prof. Dr. Egemen sind die untersuchten fossilen Pflanzenreste die Vertreter einer typisch miozänen Braunkohlenflora, wie sie von vielen Fundpunkten Mittel- und Südosteuropas bekannt geworden ist. Er stuft die Flora ins Unter- bis Mittelmiozän ein und sagt, sie sei charakteristisch für eine kontinental-limnische Fazies. *Juncus* und *Planera* lieben schlammige, seichte Seen. Die folgenden Arten sind indikativ für ein tropisches bis subtropisches Klima:

*Cinnamomum scheuchzeri* Heer  
*Cinnamomum polymorphum* Heer  
*Myrica lignitum* (Ung.) Sap.  
*Eucalyptus* sp.  
*Laurophyllum princeps* Heer  
*Magnolia ludwigi* Ett.  
*Ficus* sp.  
*Nerium* sp.  
*Apocynophyllum* sp.  
*Olea* sp.

Für ein gemässigttes Klima sprechen die Arten bzw. Gattungen:

*Ulmus carpinooides* Goepp.  
*Fagus aspera* Ung.  
*Quercus buchi* Heer  
*Acer trilobatum* A. Br.  
*Buxus* sp.  
*Salix varians* Goepp.  
*Tilia* sp.  
*Populus latior* A. Br.  
*Robinia* sp.  
*Cercis* sp.  
*Ceratonia emarginata* A. Br.  
*Glyptostrobus europaeus* (Heer) Kr. Weyl.  
*Pinus palaeostrobus* Heer

Statistisch gesehen, dominieren somit die tropischen und subtropischen Vertreter, womit ein warmes Klima für die damalige Zeit angenommen werden muss.

In den Jahren 1955 bis 1969 wurde in der Türkei im Rahmen der Technischen Hilfe der BRD und in Zusammenarbeit mit dem M.T.A.-Institut in Ankara ein umfassendes Prospektions- und z.T. auch Expiorationsprogramm durchgeführt (Alpan & Lüttig 1971, Becker-Platen 1970, und Benda 1971a). Becker-Platen (1970 und 1971) erarbeitete für die kontinentale Schichtfolge des südwestanatolischen Neogens ein Standardprofil, bestehend aus 4 lithostratigraphischen Einheiten, das in der Folge von Benda (1971a und 1971b) pollenanalytisch untermauert wurde. Die von Becker-Platen aufgestellten Einheiten messen sich, z.T. mit faziellen Unterschieden, auch in anderen Teilen Anatoliens nachweisen. Im Standardprofil von Becker-Platen tritt zwischen den limnischen-fluviatilen Turgut-Schichten (Torten) und den konkordant darüberfolgenden limnischen Sekköy-Schichten (Sarmat + unterstes Pliozän) ein Kohlenflöz auf, mit dem in Westanatolien unter anderem auch das Untere Kohlenflöz von Soma zu korrelieren wäre (Becker-Platen 1971 und Steffens 1971). Nach dieser Korrelation hätte das Untere Lignit-Glied ( $k_1$ ) von Soma ein obertortones bis untersarmatisches Alter. Auch nach Benda (1971a und 1971b) liegt das Hauptflöz von Soma ( $k_1$ -Lignit-Glied) im Grenzbereich der Turgut- zu den Sekköy-Schichten. Es wird durch das Pollenbild von Eskihisar charakterisiert, das nach Benda altersmässig in das tiefere Obermiozän (Torton-tieferes Sarmat) einzustufen wäre.

Nach Brinkmann et al. wären die aus dem Unterflöz ( $k_1$ -Lignit-Glied) entnommenen und pollenanalytisch von Benda untersuchten Proben «in das mittlere (bis höhere?) Miozän einzuordnen». Die von den gleichen Autoren angeführte Ostrakoden-Fauna ergibt ein tortones Alter für die Mergel-Kalk-Folge (=  $m_2$ -Mergel-Glied und  $m_3$ -Kalk-Glied).

#### b. Deniř-Formation

Die Deniř-Formation erhielt ihren Namen nach dem Dorf Deniř, das im nördlichen Abschnitt des Neogengebietes von Soma (s. Abb. 2 und Tafel II) liegt. In meinen Berichten (1959, 1960a, 1961) führte sie die Bezeichnung «obere Serie» mit dem lithostratigraphischen Symbol «p» (Pliozän). Ihre grösste Ausdehnung erreicht die Deniř-Formation im nördlichen Neogengebiet von Soma. Dennoch gebe ich als Typus-Profil ein Profil an, das im südlichen Neogengebiet, und zwar im Mumya-Tepe-Kompartiment (I, Abb. 2) liegt und etwa vom Mumya-Tepe in SSE-Richtung bis zur Ortschaft Adilköy (s. Tafel I und Profil A-B der Tafel III) verläuft. Der untere Abschnitt der Deniř-Formation wurde von mehreren Bohrungen durchteuft (s. z.B. Bohrung 200 in Abb. 3).

Die Deniř-Formation liess sich lithostratigraphisch in fünf Formationsglieder unterteilen:

Hangendes: z.T. quartäre Bildungen

Tuff-Agglomerat-Glied ( $p_4$ )

Kieselkalk-Glied ( $p_3$ )

Tuff-Mergel-Glied ( $p_2$ )

Oberes Lignit-Glied ( $k_3$ )

Sand-Ton-Glied ( $p_1$ )

Liegendes: Kalkstein-Glied ( $m_3$ ) bzw. Mittleres-Lignit-Glied ( $k_2$ ).

1. *Sand-Ton-Glied* ( $p_1$ )— Das Leitgestein des  $p_1$ -Gliedes ist im südlichen Neogengebiet von Soma ein Tegel (=feinsandiger Ton). Aus diesem Grund wurde es erstmalig unter der Bezeichnung «Tegel-Horizont ( $p_1$ )» kartenmässig von mir ausgeschieden (Nebert, 1959). In einem zweiten Bericht (Nebert, 1960e), der die geologischen Verhältnisse des Mumya-Tepe-Kompartiments behandelt, führte ich das  $p_1$ -Glied unter dem Namen «Sand-Ton-Horizont ( $P_1$ )», einer Bezeichnung, die auch von Brinkmann et al. übernommen wurde.

Stratigraphisch nimmt das  $p_1$ -Glied den unteren Abschnitt der Deniř-Formation ein und ist, wie bereits erwähnt, von der unterlagernden Soma-Formation durch eine Erosionsdiskordanz (Diskonformität) getrennt. Aus diesem Grund kann das Liegende des  $p_1$ -Gliedes entweder der  $m_3$ -Kalkstein (z.B. Bohrung 228, Abb. 3) oder aber das Mittlere Lignit-Glied ( $k_2$ ) sein (z.B. Bohrung 609, Abb. 3). Die obere Grenze des  $p_1$ -Gliedes ist mit der Überlagerung des Oberen Lignit-Gliedes ( $k_3$ ) gegeben (Bohrungen 200, 227 und 412, Abb. 3).

Im Typus-Profil des  $p_1$ -Gliedes dominiert ein blaugrauer, glimmerreicher Tegel. An der Luft verwittert der Tegel mit einer rostbraunen Farbe. Im tieferen Abschnitt des Sand-Ton-Gliedes herrschen Grobsande vor oder es treten Kieslagen oder Schotterbänke auf. Die Quarzkomponenten dieser Lagen bzw. Bänke sind gut gerundet, überschreiten jedoch nie die Grosse einer Haselnuss. Im oberen Abschnitt des  $p_1$ -Gliedes erscheinen Tone, die durch eine allmählige Zunahme von kohligem Substrat dem Übergang zum darüberliegenden Oberen Lignit-Glied ( $k_3$ ) herstellen. Im Mumya-Tepe-Kompartiment (I, Abb. 2) haben fünf Bohrungen das  $P_1$ -Glied in seiner ganzen Mächtigkeit durchteuft. Aus den Daten dieser fünf Bohrungen liess sich für das  $p_1$ -Glied eine durchschnittliche wahre Mächtigkeit von 120 m berechnen. Seines mürben Gesteinscharakters zufolge bildet das  $p_1$ -Glied im Gelände morphologisch sanfte und flachwellige Formen, die im deutlichen Gegensatz zu den meist steilwandigen Kalksteinbänken des  $m_3$ -oder  $p_3$ -Gliedes stehen.

In ähnlicher Ausbildung tritt das Sand-Ton-Glied ( $p_1$ ) auch in den übrigen Kompartimenten des südlichen Neogengebietes von Soma auf. Doch erreicht es dort eine durchschnittliche Mächtigkeit von 150 m.

Im nördlichen Neogengebiet von Soma ist der lithologische Charakter des Sand-Ton-Gliedes ( $p_1$ ) grobklastisch. Im Kadinköy-Kompartiment (8, Abb. 2) findet man das  $p_1$ -Glied gut aufgeschlossen bei den Ortschaften Buyuk Guney und Kucuk Guney. Dort liegen seine grobklastischen Bildungen in Form eines fossilen Hangschuttes unmittelbar über dem Grundgebirge. Darüber folgen locker gelagerte Schotter mit gut gerundeten Komponenten, die dem Grundgebirge entstammen. Die Schotter gehen in graue bis rostbraune Sande bzw. in tonige glimmerreiche Sande über. Letztere schliessen mit plattigen Mergeln ab. Weiter sudstlich, bei der Ortschaft Evciler (Tafel II), liegen die Schotter und Sande des  $P_1$ -Gliedes über dem Kalkstein-Glied ( $m_3$ ) der Soma-Formation. Der Untergrund der Deniř-Formation wird somit von verschiedenartigen und verschiedenaltrigen Formationen geliefert, was als ein Beweis für eine Trockenlagungsphase zwischen der Soma- und der Deniř-Formation gelten mag. Die Mächtigkeit des  $P_1$ -Gliedes im Kadinköy-Kompartiment erreicht rund 100 m.

In den übrigen Kompartimenten (5, 6 und 7, Abb. 2 und Tafel II) des nördlichen Neogenabschnittes von Soma liegt das  $p_1$ -Glied über einem fossilen Relief, das in die  $m_3$ -Kalke eingeschnitten ist. Neben den üblichen Sanden treten im unteren Abschnitt des  $P_1$ -Gliedes auch Fein- und Grobschotter auf. In den Schottern findet man mitunter als Komponenten Gesteinsmaterial ( $m_2$ -Mergel und  $m_3$ -Kalke) der Soma-Formation, was desgleichen auf die mehrfach erwähnte Trockenlagungsphase hinweist. Das  $p_1$ -Glied erreicht in diesen Kompartimenten eine Maximalmächtigkeit von 150 m.

ii. Oberes *Lignit-Glied* ( $k_3$ ). — An der Basis des Tuff-Mergel-Gliedes ( $p_2$ ) liegt das Obere Lignit-Glied ( $k_3$ ), das in meinen angeführten Berichten mit der Bezeichnung «Oberer Lignit-Horizont» (Nebert, 1959, 1960a) ausgeschieden wurde. Brinkmann et al. führen es unter dem Namen «Oberes Braunkohlenflöz». Im unmittelbaren Bereich des Typus-Profiles beisst das  $k_3$ -Glied an mehreren Stellen aus (Tafel I). Es entwickelt sich aus dem  $p_1$ -Glied durch Zunahme von kohligem Substrat. Die Unterkante des Oberen Lignit-Gliedes ( $k_3$ ) wurde dort gesetzt, wo die erste Lignitbank auftrat.

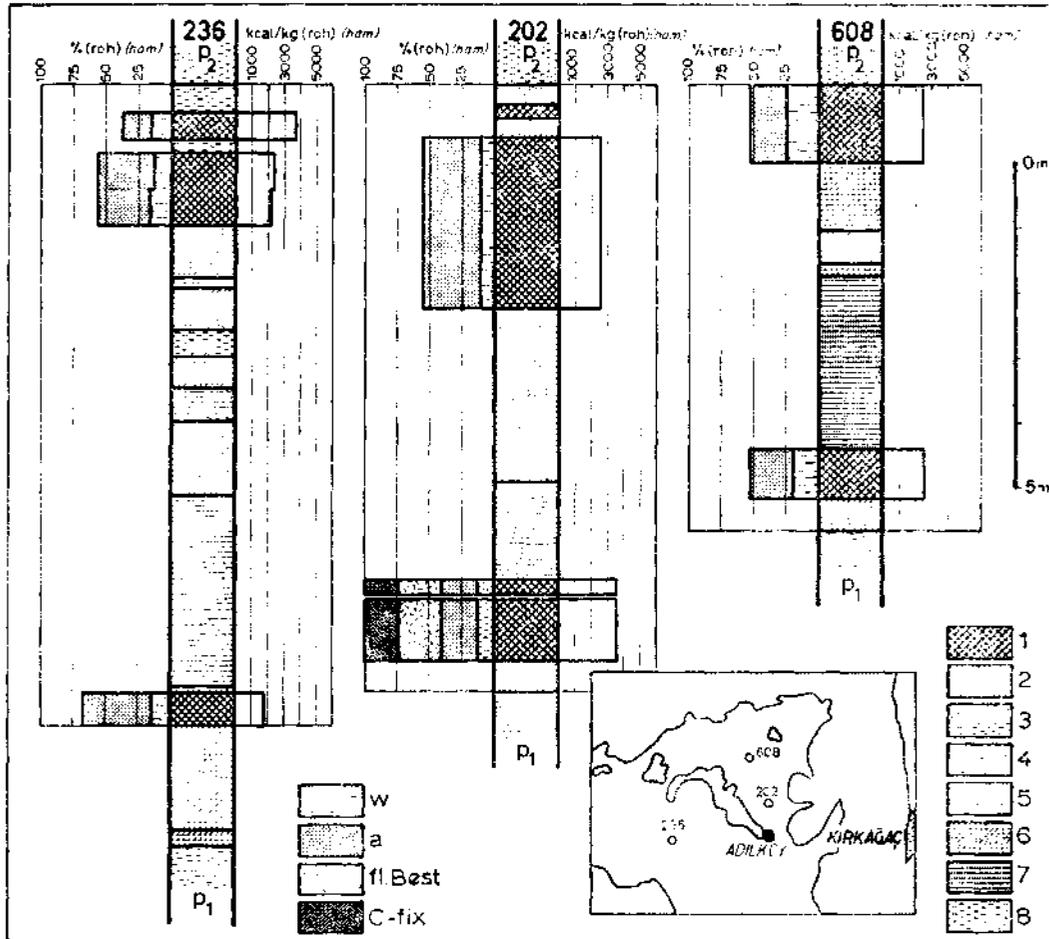


Abb. 8 - Lithologisches Detailprofil des Oberen Lignit-Gliedes ( $k_3$ ) in den Bohrungen 202, 236 und 608 (geographische Lage der Bohrungen s. beigefügtes Kärtchen). Legende für die Immediatanalyse (bezogen auf die roh-Substanz): w = Wasser; a = Asche; fl. Best. = flüchtige Bestandteile; C-fix = fixer Kohlenstoff. Legende für das lithologische Profil: 1 = unreine Kohle (a > 10 %); 2 = kohlehaltiger Ton; 3 = Ton; 4 = sandiger Ton; 5 = Mergel; 6 = kohlehaltiger Mergel; 7 = Sand; 8 = Tuff. Die Oberkante des  $k_3$ -Gliedes liegt bei Bohrung 202 in einer Tiefe von 340,90 m (bzw. 335,70 m über dem Meeresspiegel), bei Bohrung 236 in einer Tiefe von 268,90 m (bzw. 153,57 m ü.d.M.) und bei Bohrung 608 in einer Tiefe von 26,45 m (bzw. 805,95 m ü.d.M.).

In den Bohrungen 202, 236 und 608 (Abb. 8) besteht das Obere Lignit-Glied ( $k_3$ ) aus einer unteren, 0,5 m bis 1 m starken Kohlenbank, und aus einer oberen, 1 m bis 3 m starken Kohlenbank. Die beiden Kohlenbänke sind durch ein, bis zu 3 m mächtiges Nebengestein (Ton, kohleführender Ton, Mergel, kohleführender Mergel und Sand) voneinander getrennt. Wohl führt das  $k_3$ -Lignit-Glied Bänke einer unreinen Kohle, deren Heizwert zwischen 2500 und 3500 kcal/kg liegt, dennoch hat es keine wirtschaftliche Bedeutung, denn seine Zusammensetzung ist weder aushaltend noch beständig. In horizontaler Richtung ist die Mächtigkeit der einzelnen Kohlenbänke sowie die Gesamtmächtigkeit des  $k_3$ -Gliedes starken Schwankungen unterworfen. Oft ist das  $k_3$ -Glied nur in Form von geringmächtigen kohlehaltigen Ton- oder Mergellagen zugegen, so dass man den Eindruck gewinnt, es handele sich um zahlreiche aneinandergereihte, linsenartige Kohlenlagen, die miteinander durch kohlehaltiges Nebengestein in Verbindung stehen. Nichtsdestoweniger kommt dem  $k_3$ -Lignit-Glied die Bedeutung eines stratigraphischen Leithorizontes zu, denn es tritt in allen Kompartimenten des südlichen Neogengebietes von Soma stets im gleichen stratigraphischen Niveau auf, selbst dann, wenn es nur in Spuren als Kohlehaltiger Ton vertreten ist.

Im nördlichen Neogengebiet von Soma tritt das Obere Lignit-Glied ( $k_3$ ) zunächst in Spuren im Kadmköy-Kompartiment (8, Abb. 2) auf. Es handelt sich hierbei um 1-2 m starke Lagen eines kohlehaltigen Tons, der dünne Kohlenschmitzen enthält. In dieser Form ist das  $k_3$ -Glied bei dem Dorf Dualar, und zwar entlang des Weges, der von Dualar in das Tal des Yağlah Dere führt, aufgeschlossen.

Schliesslich beisst das Obere Lignit-Glied ( $k_3$ ) an mehreren Stellen im Deniz-Kompartiment (5, Abb. 2 und Tafel II) aus. Es besteht dort aus dezimeterstarken Kohlelagen, die durch kohlehaltige tonige Zwischenmittel getrennt sind. Seine stratigraphische Position befindet sich eindeutig zwischen dem Sand-Ton-Glied ( $p_1$ ) und dem Tuff-Mergel-Glied ( $p_2$ ) (s. Tafel II). Etwa 2 km NE Deniz scheint das  $k_3$ -Glied bauwürdige Partien gehabt zu haben, wie dies aus einem vorhandenen stillgelegten kleinen Grubenbau zu schliessen ist.

iii. *Tuff-Mergel-Glied* ( $p_2$ ). — Mit scharfer Abgrenzung liegt das Tuff-Mergel-Glied ( $p_2$ ) über dem Oberen Lignit-Glied ( $k_3$ ) (s. Abb. 3 und Abb. 8). Seinen Namen erhielt es von den beiden Hauptgesteinskomponenten: Tuff und Mergel. In typischer Ausbildung tritt das  $p_2$ -Glied in dem gewählten Typus-Profil «Mumya Tepe-Adilköy» auf. Eine ausgesprochen lithologische Heterogenität ist das Hauptmerkmal dieses Gliedes der Deniz-Formation. Seine Unterkante wird meistens von der Unterseite einer festen Tuffitbrekzienbank vorgezeichnet. U.d.M. besteht die Tuffitbrekzie aus Gesteinsfragmenten von vitrophyrischen Effusiva und Glasbruchstücken sowie aus Mineralfragmenten von Plagioklas (Oligoklas bis Andesin), Quarz und Biotit. Die Fragmente werden von Kalzit verkittet. Im unteren Abschnitt des  $p_2$ -Gliedes herrschen dünngeschichtete helle Mergel vor. Die Schichtung ist stellenweise derart fein, dass wir die Mergel als «Papierschiefer» ansprechen können. Die Mergel führen oft massenhaft zumeist rundliche, zentimetergrosse Kieselprodukte, die entlang von Schichtfugen liegen. Der Soma-Formation fehlen derartige Kieselbildungen. Aus diesem Grund haben die an den Hängen herausgewitterten, z.T. verstreut herumliegenden Kieselbildungen den Wert von Leitfossilien. Wo wir sie finden, ist mit Sicherheit die Deniz-Formation, speziell das  $p_2$ -Glied zugegen. Im mittleren Abschnitt des  $p_2$ -Gliedes wechsellagern Tuffe und Tuffite mit hellen Mergeln. Im oberen Abschnitt nehmen Tuffe und Tuffite derart Überhand, dass sie die Alleinherrschaft antreten. Ihre Färbung ist hellgrau bis hellweiss. Zahlreiche Handstücke und Bohrkernproben wurden mikroskopisch untersucht (Bestimmung: de Wijkerslooth und Markus). Die zumeist feingeschichteten Glastuffe zeigen eine pyroklastische Textur. Sie bestehen aus Glasbruchstücken und untergeordnet aus Quarz, Orthoklas, Oligoklas und opaler Substanz. Die Glastuffe

haben einen ausgesprochen andesitischen Charakter. Bei den untersuchten Tuffiten liegen Mineralfragmente von Plagioklas, Orthoklas und Quarz sowie Gesteinsfragmente von vitrophyrischen Effusiva in einem Kalzitement.

Auch seitliche Verzahnungen zwischen Tuffen und Mergeln sind zu beobachten. Manchenorts treten innerhalb des  $p_2$ -Gliedes auch reine Kalksteine auf. Sie spielen jedoch eine untergeordnete Rolle. Ferner tritt im oberen Abschnitt, in der Regel inmitten von Tuffen bzw. Tuffiten, ein Schotterzug auf. Seine Gerolle erreichen im Durchschnitt die Grosse einer Walnuss.

Mit 340 m brachte uns Bohrung 202 die grösste durchteufte Mächtigkeit des Tuff-Mergel-Gliedes ( $p_2$ ) im Mumya-Tepe-Kompartiment (etwa 1 km nördlich Adilköy; s. Kompartiment I, Abb. 2 und Tafel I). Die wahre Mächtigkeit liess sich mit rund 300 m berechnen. Die Gesamtmächtigkeit des  $p_2$ -Horizontes dürfte, wie im Räume nördlich des Bakırçay, bei 500 m liegen.

In den übrigen Kompartimenten des südlichen Neogengebietes von Soma ist das Tuff-Mergel-Glied ( $p_2$ ) lithologisch desgleichen heterogen aufgebaut. Nur herrschen dort Tuffe und Tuffite in seinem unteren Abschnitt vor, während im oberen Abschnitt Mergel dominieren. Im Soma-Kompartiment (Abb. 2) beträgt seine Maximalmächtigkeit 340 m.

Nördlich des Bakırçay, in den Kompartimenten 5-8, nimmt das Tuff-Mergel-Glied ( $p_2$ ) ausgedehnte Flächen ein. Es erreicht dort Maximalmächtigkeiten von 800 m.

Im Kadinköy-Kompartiment (8, Abb. 2) besteht der untere Abschnitt fast zur Gänze aus hellweissen Tuffen oder Tuffbrekzien (Foto 7). Bei den Tuffen handelt es sich überwiegend um Glastuffe (Bestimmung: de Wijkerslooth und Markus) mit pyroklastischer Textur. Kristallfragmente von Quarz, Orthoklas, Plagioklas (Andesin bis Oligoklas), Biotit und Glasbruchstücke sowie Fragmente von sauren, vitrophyrischen Effusiva setzen die Glastuffe zusammen. Sie haben einen ausgesprochen andesitischen Charakter. Der bedeutend mächtigere obere Abschnitt des  $p_2$ -Gliedes wird im Kadmköy-Kompartiment von Mergeln, Kalkmergeln und mitunter Kalksteinen eingenommen. Tuffe oder sonstige pyroklastischen Gesteine spielen im oberen Abschnitt eine untergeordnete Rolle. Die Grenze zwischen Tuffen ( $p_2$ , Tafel II) und Mergeln ( $p_2$ , Tafel II) liess sich auch kartenmässig darstellen.

In den übrigen Kompartimenten (Deniş 5, Kocaören 6 und Kayrıkaltı 7, Abb. 2 und Tafel II) erscheinen im unteren Abschnitt des  $p_2$ -Horizontes helle Mergel, während im oberen Abschnitt pyroklastische Gesteine (Tuffe, Tuffite, vulkanische Brekzien und Agglomerate) dominieren. Tuffe und Tuffite sind im Gelände durch ihre leuchtend weisse Farbe leicht zu identifizieren. Im oberen, pyroklastischen Abschnitt des  $p_2$ -Gliedes ist eine Leitbank in Form einer vulkanischen Brekzie entwickelt. Dieselbe hat im Deniş-Kompartiment eine Mächtigkeit von 10-20 m. Im Kocaören-Gebiet erreicht die Bank bereits über hundert Meter. Dort treten neben vulkanischen Brekzien auch Agglomerate auf. Im Kayrıkaltı-Kompartiment erscheint die gleiche Leitbank als eine 400-500 m mächtige Agglomeratdecke mit gerundeten, überkopfgrossen Basaltkomponenten.

*iv. Kieselkalk-Glied ( $p_3$ ).* — Das Kieselkalk-Glied ( $p_3$ ) verdankt seinen Namen einem hellen, festen und äusserst harten Kalkstein, der massenhaft Kieselbildungen führt. Letztere durchsetzen den Kalkstein derart intensiv, dass innerhalb seiner Bänke oft reine Kiesellagen von beachtlicher Stärke auftreten. Im Gegensatz zum Tuff-Mergel-Glied ( $p_2$ ), wo die Kieselprodukte mehr oder weniger isoliert und lose im Sedimentverband stecken und herausgewittert an den Hängen verstreut herumliegen, sind die Kieselbildungen des  $p_3$ -Gliedes innigst mit dem Kalkstein verwachsen. Die Farbe der Kieselprodukte ist zumeist dunkelgrau bis schwarz.

Ich bezweifle, dass die Kieselsäure dieser Kieselbildung allein durch eine Roterdeverwitterung entstanden ist, wie dies Brinkmann et al. annehmen. Viel eher ist die Bildung der Kieselsäure auf eine vulkanische und postvulkanische Tätigkeit zurückzuführen. Dafür spricht folgende Tatsache: Während der Sedimentation der Soma-Formation herrschte das gleiche tropische bis subtropische Klima in diesem Gebiet wie bei der Ablagerung der Deniř-Formation. Die Bedingungen für eine weitgehende Roterde-Verwitterung waren somit auch während der Sedimentation der Soma-Formation gegeben. Trotzdem fehlt der Soma-Formation jegliche Art von Kieselbildungen. Demgegenüber existierte während der Ablagerung der Deniř-Formation ein reger Vulkanismus, der die Tuffe des Tuff-Mergel-Gliedes ( $p_2$ ) erzeugte. Mit dem  $p_2$ -Glied setzt unvermittelt auch die Bildung von Kieselprodukten ein. Es muss somit ein genetischer Zusammenhang zwischen Tuff- und Kieselsäurebildung sein.

Im südlichen Neogengebiet von Soma kommt das Kieselkalk-Glied ( $p_3$ ) in Form eines Streifens zwischen Adilköy und Çiftlikköy (Tafel I) vor. Im Westen grenzt dieser  $p_3$ -Streifen an die junge Basaltmasse des Karatařlık Tepe, von der er durch eine Störung abgesetzt ist. Vereinzelt tritt das  $p_3$ -Glied westlich der Ortschaft Dereköy auf. In den konstruierten Profilen erreicht das  $p_3$ -Glied eine Mächtigkeit von 200-300 m. Im Soma-Kompartiment (4, Abb. 2) trifft man das  $p_3$ -Glied in tektonisch abgesunkenen und keilförmig ins Grundgebirge eingeklemmten Kleinschollen westlich der Ortschaft Tarhala (Tafel I) an.

Im nördlichen Neogengebiet von Soma hat das Kieselkalk-Glied ( $p_3$ ) eine grössere Verbreitung. Auch dort handelt es sich um einen hellweissen und harten Kalkstein, der reich an milchweissen bis hellgrauen, opalartigen Kieselbildungen ist. Im Deniř-Kompartiment (5, Abb. 2 und Tafel II) nimmt das  $p_3$ -Glied stets die hohen Bergrücken und Kuppen ein. Die durchschnittliche Mächtigkeit des  $p_3$ -Gliedes beträgt im nördlichen Neogengebiet etwa 250-300 m.

v. *Tuff-Agglomerat-Glied* ( $p_4$ ). — Dieses Glied, von Brinkmann et al. als «Brockentuff-Folge» bezeichnet, schliesst im südlichen Neogengebiet von Soma die Schichtfolge der Deniř-Formation ab. Wie schon der Name besagt, besteht das  $p_4$ -Glied aus Tuffen und Agglomeraten, die vor allem im Eđnez-Kompartiment (3, Abb. 2 und Tafel I) in Form von Erosionsresten auftreten. Die einzelnen Komponenten der Agglomerate erreichen überkopfgrösse Dimensionen. Die Agglomerate und Tuffe stammen wahrscheinlich von den im Süden des Eđnez-Kompartimentes auftretenden Andesitmassen.

vi. *Das Alter der Deniř-Formation.* — Zwar führen die Schichtglieder der Deniř-Formation an vielen Stellen Makrofossilien, deren Erhaltungszustand ist jedoch äusserst schlecht, so dass zumeist nur die Gattung bestimmt werden konnte.

Unter den Planorbis-Formen, die bei dem Dorf Tarhala aus  $p_3$ -Kalken aufgesammelt wurden, konnte ein Exemplar als *Planorbis corneus* (Linne) bestimmt werden (Bestimmung: L. Erentöz), womit ein pliozän-quartäres Alter für die Deniř-Formation wahrscheinlich gemacht wurde.

Aus dem Tuff-Mergel-Glied ( $p_2$ ) des Eđnez-Kompartiments wurde folgende Fauna aufgesammelt (Bestimmung: L. Erentöz):

*Bythinia* sp.

*Hydrobia* sp.

*Melanopsis* sp.

*Planorbis* sp.

*Pseudamnicola* sp.

*Pyrgula* sp.

*Theodoxus* sp.

*Theodoxus (Lalvertia) aff. licherdopodoli* (Stefanescu)

*Unio* sp.

*Theodoxus aff. licherdopodoli* würde für Levantin sprechen.

Aus dem Kieselkalk-Glied ( $p_3$ ) bei Dereköy (Tafel I) wurden folgende Formen aufgesammelt (Bestimmung: L. Erentöz):

*Bythinia* sp.

*Hydrobia aff. vitrella* (Stefanescu)

*Pseudamnicola* sp.

*Pyrgula* sp.

*Hydrobia aff. vitrella* ist für das Pont charakteristisch.

Auf Grund dieser spärlichen Fossilbestimmungen würde die Deniş-Formation ein pliozänes Alter haben. Die von Brinkmann et al. aufgesammelten Ostrakoden stellen das Tuff-Mergel-Glied ( $p_2$ ) ins Unterpliozän (Pannon).

Die am Oberen Lignit-Glied ( $k_3$ ) durchgeführten palynologischen Untersuchungen (Benda) ergaben ein Pollenbild, das etwas älter als das von Yatağan (Pannon s. str. = Pikermien) sein dürfte und als Einstufung «höchstes Miozän bis Pliozän» ergeben würde (Brinkmann et al.), Benda (1971a und 1971b) korreliert das Pollenbild des Oberflözes (=  $k_3$ -Lignit-Glied) von Soma mit jenem von Yeni Eskihisar, das für die Zeitspanne «höheres Obermiozän bis tieferes Pliozän» charakteristisch ist.

Berücksichtigt man die Ergebnisse der Makrofossil-, der Ostrakoden- und Pollenbestimmungen, so geht man nicht fehl, wenn man der gesamten Deniş -Formation ein unterpliozänes Alter (etwa Pannon) zuschreibt.

### 3. QUARTÄR

Das Quartär der Umgebung von Soma besteht aus einer geschlossenen pleistozänen Schichtfolge und aus den holozänen Alluvionen.

#### a. Die pleistozäne Schichtfolge (q)

Das pleistozäne Schichtfolge kommt überwiegend nördlich des Bakırçay vor. Dort nimmt sie flächenmässig mehr als die Hälfte des Kadıncık-Kompartiments (8, Abb. 2 und Tafel II) ein. Ihr Gesteinsinhalt lässt sich von oben nach unten in drei Formationsglieder unterteilen:

- pleistozänes Kalk-Glied ( $q_2$ )
- pleistozänes Lignit-Glied ( $k_4$ )
- pleistozänes Basal-Glied ( $q_1$ )

i. Das pleistozäne *Basal-Glied* ( $q_1$ ). — beginnt zuunterst mit locker gelagerten Schottern. Besonders gut lassen sich diese klastischen Sedimente in einigen Bahneinschnitten studieren, die zwischen der Bahnstation von Soma und der Ortschaft Kadinköy liegen. Die Komponenten bestehen zu 60 % aus gut gerundetem bis fauststarken Grauwackenmaterial und zu 40 % aus minder gerundeten, plattigen Mergelfragmentendes  $p_2$ -Gliedes. Nach oben zu geht der Grobschotter in Feinschotter und schliesslich in Sand über. Gut aufgeschlossen ist dieser obere Abschnitt des  $q_1$ -Gliedes in einem Hohlweg, der zu dem Dorf Sevisler führt. Hier zeigen die Feinschotter und die Sande eine typische Kreuzschichtung. Die kleinen Geröllkomponenten sind gut gerundet. Darunter findet man zahlreiche Kleinfragmente aus Mergel- und Kalkmaterial der *Deniş-Formation*.

Den Schotter- und Sandlagen des Basal-Gliedes ( $q_1$ ) sind stellenweise Tuff- und Tuffitbänke zwischengeschaltet. Dies lässt sich gut in den oben erwähnten Bahneinschnitten zwischen Soma und Kadinköy beobachten.

Eine Mächtigkeit des Basal-Gliedes ( $q_1$ ) der pleistozänen Schichtfolge lässt sich nicht angeben.

ii. Pleistozänes *Lignit-Glied* ( $k_4$ ). — In den bereits erwähnten Bahneinschnitten beobachtet man zwischen den  $q_1$ -Sanden und den darüber folgenden  $q_2$ -Kalken dünne Kohlschmitzen, die offenbar die Spur eines Lignit-Gliedes ( $k_4$ ) markieren.

iii. Das *Kalk-Glied* ( $q_2$ ). — Bei den  $q_2$ -Kalken handelt es sich um ein nur leicht verfestigtes, travertinartiges Gestein. In der mürben kalkigen Masse stecken kugelförmige oder längliche Gebilde, die ähnlich Pisolithen aus konzentrischen Kalkschalen aufgebaut sind. Ihre Grösse variiert zwischen der einer Haselnuss und jener eines Hühnerreis. Die länglichen Gebilde erreichen zuweilen die Grösse einer Zigarre. Bei den kleineren Gebilden findet man im Innern zumeist einen Quarz- oder Grauwackenkern. Die grösseren Pisolithe haben als Kern Kalk- und Mergelfragmente der *Deniş-Formation*. Diese konzentrisch struierten pisolithischen Gebilde können als charakteristisch für die pleistozänen Kalke gelten, denn weder in den Kalken der Soma-Formation noch in jenen der *Deniş-Formation* kommen derartige Gebilde vor.

Oft ist den Kalken auch ein vulkanogenes Tuffmaterial beigemischt. Gelegentlich lassen sich auch reine vulkanische Tufflagen beobachten. Grössere pleistozäne Tuffmassen kommen westlich von Dualar vor (Tafel II).

Die Lagerungsverhältnisse und die lithologische Beschaffenheit der  $q_2$ -Kalke lassen sich sehr gut in zahlreichen Bahneinschnitten zwischen den Ortschaften Kadinköy und Beyce (Tafel II) studieren. Dort weisen die Schichten Kippungen bis zu  $10^\circ$  auf. Auch sind die Sedimente von zahlreichen Kleinverwerfern durchsetzt. In einem Einschnitt sammelte ich aus dem Kalk gut erhaltene *Melanopsis*-Arten auf.

Pleistozäne Ablagerungen kommen auch südlich des Bakırçay, und zwar zwischen Soma und Turgutalp (Tafel II) sowie westwärts von Turgutalp, vor. Beide pleistozänen Glieder sind dort zugegen, doch nimmt beim  $q_2$ -Glied das tuffogene Material Überhand.

Die pleistozänen Bildungen liegen mit einer Erosionsdiskordanz über den Schichten der *Deniş-Formation* bzw. mit einer Winkeldiskordanz über dem Grauwacken-Grundgebirge (z.B. bei der Ortschaft Sevisler, Tafel II). Sie liegen somit über einem früheren Relief.

## b. Holozäne Bildungen

Holozäne Bildungen treten als rezente Alluvionen und als Hangschutt auf. Die Alluvionen füllen die Ova des Bakırçay auf. Ferner trifft man sie entlang den Hauptentwässerungsadern, wie Yağcalı Çay, Bayat Dere und Akçay. Es handelt sich hierbei um lehmig - sandige Bildungen von gelblicher Farbe. Der Hangschutt umgibt in Form eines Saumes den Grundgebirgsrahmen. In besonders mächtiger Ausbildung findet man ihn im südlichen Neogenabschnitt von Soma, wo er beispielsweise am Nordfuss des Çamlıca Dağ einen breiten Saum einnimmt (Tafel I). Eine geringere Ausdehnung hat der Hangschutt am Nord- und Südfuss des Köşedağ sowie am Nordfuss des Sarıkaya Tepe (Tafel I).

## 4. VULKANISCHE GESTEINE

Vulkanische Gesteine treten sowohl südlich als auch nördlich des Bakırçay auf. Es handelt sich hierbei um Andesite und Basalte.

### a. Die Andesite

Die Andesite sind die älteren Vulkanite. Man findet sie als ausgedehnte Massen im südwestlich, westlich und nordwestlich anschliessenden Nachbargebiet, wo sie die höchsten Berggipfel (z.B. den Sarıtepe 935 m) aufbauen. Sie haben eine rötliche Farbe und eine dichte Grundmasse, in der Feldspat- und Biotiteinsprenglinge stecken. Die petrographische Bestimmung (de Wijkerslooth und Markus) einiger Handstücke aus diesem Gebiet ergab einen hypokristallinen porphyrischen Hyaloandesit. Seine Grundmasse zeigt eine vitrophyrische oder perlitische Textur und besteht aus Glas und feinen Plagioklasmikrolithen. Zuweilen ist die Grundmasse fluidal texturiert. Als Phenokristen treten Andesin, Hornblende, Augit und Biotit auf. Akzessorisch ist opake Substanz und Apatit vorhanden.

Altersmässig wäre die Hauptmasse der Andesite ins Pliozän zu stellen. Genetisch lassen sich die Tuffbildungen der Deniz-Formation mit diesen Andesiten in Verbindung bringen. Vermutlich erzeugte die vulkanische Tätigkeit nicht nur die Tuffe sondern, wie bereits erwähnt, auch die Kieselbildungen des Tuff-Mergel-Gliedes ( $p_2$ ).

### b. Basalte

Basalte kommen im südlichen Neogengebiet von Soma an zwei Stellen vor (Tafel I). Die grösste Basaltmasse befindet sich zwischen den Ortschaften Adilköy und Çiftlikköy. Es handelt sich hierbei um einen hypokristallinen-porphyrischen Olivinbasalt, dessen glasreiche Grundmasse aus Mikrolithen von Plagioklas, Augit, zersetztem Olivin und Erz besteht. Die feinen Plagioklasmikrolithen zeigen Fluidaltextur. Als Phenokristen wurden bestimmt: zu Serpentin zersetzter Olivin, Augit und Labrador (Bestimmung: de Wijkerslooth und Markus).

Ein zweites Vorkommen liegt im Bereich des Bintepe (südwestlich des Mumya Tepe, Tafel I). Dort überwiegen jedoch basaltische Tuffe, die ein völlig anderes Aussehen haben als die andesitischen Tuffe der Deniz-Formation. Während beispielsweise die Tuffe des Tuff-Mergel-Gliedes ( $p_2$ ) ganz hell sind, haben die Basalttuffe stets eine dunkelgraue bis graugrüne Färbung. Stellenweise werden die Basalttuffe von Basaltergüssen überdeckt oder von Basaltstöcken durch-

setzt. Auch bei diesem Vorkommen handelt es sich um einen hypokristallin-porphyrischen Olivinbasalt, dessen Grundmasse aus feinen Plagioklas- und Augitmikrolithen besteht. Die Grundmasse enthält auch etwas Glas und ist von Erz durchstäubt. Als Phenokristen treten Olivin (z.T. in Serpentin, Iddingsit, Kalzit und Opal umgewandelt) sowie Augit auf. Stellenweise sind mandelartige Gebilde aus Kalzit und Opal zu sehen (Bestimmung: de Wijkerslooth und Markus).

Das Alter der Basalte lässt sich durch die erzeugten Kontakterscheinungen eindeutig festlegen. Besonders schön sind die Kontakterscheinungen am Basalt südlich von Adilköy. Am Südausgang von Adilköy ist zunächst ein Kontakt zwischen Basalt und den  $m_3$ -Kalken zu sehen. Der Kalk ist im Bereich des Kontaktes gefrittet und zeigt eine schwarze Farbe. Dabei hat auch seine Härte und Festigkeit zugenommen. Ferner sind im Gebiet von Adilköy und des Bintepe durch das Aufdringen des Basaltes die Schichten des Tuff-Mergel-Gliedes ( $p_2$ ) gestört, steilgestellt und gefrittet. Damit lässt sich das Alter des Basaltes mit «post-Deniş-Formation» festsetzen. Die Basaltausbrüche fanden wahrscheinlich im Oberpliozän bis Pleistozän statt.

Ihre grösste Verbreitung haben die vulkanischen Gesteine indessen im nördlichen Neogengebiet von Soma, und zwar in den Kompartimenten Deniş, Kozluören und Kayrikaltı (5, 6 und 7, Abb. 2 und Tafel II). Es handelt sich hierbei ausschliesslich um Basalte, die in verschiedenen Varietäten auftreten.

Ein grösserer Basaltstock befindet sich etwa 2 km NE des Dorfes Bayat (Deniş-Kompartiment, Tafel II). Dort baut er die Kuppen des Dededağı Tepe auf. Eine Apophyse ist im Tal, etwa 1 km nördlich von Bayat, zu sehen. Der Hauptstock besteht aus einem Andesinbasalt, den man auch als olivinführenden Andesit bezeichnen könnte. Unter dem Mikroskop sieht man eine glasreiche, eisenschüssige Matrix aus Plagioklasmikrolithen und Zersetzungsprodukten, in der Phenokristen von Plagioklas (Andesin) sowie von völlig zersetztem Olivin und Augit eingebettet sind.

Im Kozluören-Kompartiment treten vulkanische Gesteine an drei Stellen auf (Tafel II). Am interessantesten ist das Vorkommen am Çakmak Tepe, nordöstlich von Kozluören. Hier drang der Stock eines Basaltes in die Sedimente ( $m_2$ -Mergel und  $m_3$ -Kalkstein) der Soma-Formation ein und beeinflusste kontaktmetamorph besonders die  $m_3$ -Kalksteine, die im unmittelbaren Kontaktbereich in zertrümmerte, hellgraue und mittelkörnige Marmore umgewandelt wurden. Der Çakmak-Stock wird von einem NE-SW streichenden Kontakthof von etwa 0,5 km Breite und 2 km Länge umgeben. Innerhalb des Kontakthofes sind die Sedimentgesteine der Soma-Formation zertrümmert und durch Kieselbildungen wieder verheilt. Die mikroskopische Untersuchung ergab einen Olivinbasalt. Dessen Matrix besteht aus Plagioklasleistchen, Augitmikrolithen, Glas und zersetztem Olivin. Die Matrix zeigt eine Intersertaltextur und ist von Erz durchstäubt. In der Matrix stecken Phenokristen von Augit, serpentinisierendem und iddingsitisierendem Olivin sowie Plagioklas (Labrador bis Bytownit).

Etwas weiter östlich vom Basalt des Çakmak Tepe befindet sich inmitten der  $m_2$ -Mergel und umgeben von einem kleinen, kieselreichen Kontakthof ein zweiter kleiner Basaltstock. Die mikroskopische Bestimmung ergab einen olivinreichen melanokraten Basalt (Pikritbasalt). Seine stark alterierte (kalzitisierte) Matrix besteht aus Plagioklas- und Augitmikrolithen sowie aus Erz und Glas. Phenokristen von Augit und zersetztem (iddingsitisierendem, serpentinisierendem und kalzitisiertem) Olivin liegen in der Matrix eingebettet.

Das dritte Basaltvorkommen in dem gleichen Kompartiment liegt etwa 2 km SE von Kozluören. Hier liess sich kein Kontakthoffeststellen. Petrographisch wurde das Gestein als

Basalt bestimmt. Unter dem Mikroskop erkennt man Phenokristen von Augit und serpentinisiertem Olivin, die in einer glashaltigen Matrix aus Plagioklas- und Augitmikrolithen sowie aus Erz eingebettet sind.

Bei dem Dorf Dualar, im Kadinköy-Kompartiment (Tafel II), kommt eine kleine Basalt-Kuppe vor. Der Basalt zeigt eine prismatische Absonderung. Hierbei handelt es sich um einen dichten, holokristallin-porphyrischen Olivinbasalt, der unter dem Mikroskop eine Intersertaltextur aufweist. Die Grundmasse besteht aus Plagioklasleistchen, die von Augit und Erz verkittet sind. Als Phenokristen treten Olivin (z.T. in Iddingsit umgewandelt) und Augit auf. Stellenweise führt der Basalt Mandeln aus Kalzit. Kleinere Basaltgänge kommen im Grundgebirge nördlich von Dualar vor.

Das Alter dieser Basalte lässt sich desgleichen mit jungpliozän-quartär angeben. jedenfalls sind die Basalte jünger als die miozäne Soma-Formation (Kontakterscheinungen), aber auch jünger als das Tuff-Mergel-Glied (p<sub>2</sub>) der Deniz-Formation, denn die Schichten dieses Gliedes zeigen im unmittelbaren Bereich des vulkanischen Stockes von Bayat gestörte Lagerungsverhältnisse, die zweifelsohne durch das Emporsteigendes basaltischen Magmas erzeugt wurden.

#### 5. SCHLUSSBETRACHTUNGEN ÜBER DIE NEOGEN-QUARTÄREN SEDIMENTE UND VULKANITE

Unterwirft man die beiden neogenen Schichtfolgen und die quartären Ablagerungen im Räume Soma einer lithologischen Analyse, so gelangt man zu interessanten Ergebnissen hinsichtlich der Ausbildung, der Sedimentation und des Sedimentationsraumes dieser Schichtfolgen. Zunächst fällt die zyklische Gliederung der beiden neogenen Formationen auf. Wie die Tabelle 3 zeigt, lässt sich in der Sedimentation beider Formationen eine bestimmte Faziesfolge feststellen. Beide beginnen mit grobklastischen Ablagerungen (Blockschutt, Schotter, Sande). Dieser Abschnitt würde einer fluviatil-terrestischen Phase entsprechen. In vertikaler Richtung gehen die Sande in Tone über, womit eine fluviatil-limnische Phase charakterisiert werden kann. Sodann tritt die Bildung von Kohle ein. Eine mehr oder weniger unvermittelt einsetzende Mergelsedimentation unterbricht die Bildung von Kohle. Die Mergelsedimentation geht schliesslich in eine Kalksedimentation über oder wird von dieser abgelöst. Mergel und Kalk gelangten während einer limnischen Phase zur Ablagerung.

Die obenangeführte Faziesgliederung stellt eine typische zyklische Sedimentation dar, wie sie beispielsweise in gleicher Aufeinanderfolge von Weller (1930) für etwa 50 Kohlezyklen aus dem Pennsylvanian (Oberkarbon) von Westillinois und Ohio nachgewiesen wurde und wie ich sie für die Neogengebiete westlich und nördlich von Tavşanlı (Westanatolien) (Nebert, 1960f) beschrieben habe. Jeder der beiden neogenen Formationen (Soma- und Deniz-Formation) von Soma entspricht einem Sedimentationszyklus. Die zyklische Gliederung der Sedimente äussert sich darin, dass das Korn der Sedimente in zeitlicher Richtung stetig abnimmt, bis schliesslich nurmehr Präzipitationssedimente abgelagert wurden. Wie ich bereits in meiner vorhin erwähnten Arbeit (Nebert, 1960f) hervorhob, haben sich in diesem Wandel in erster Linie das Relief des Alimentationsgebietes sowie die Senkungsgeschwindigkeit des Beckenbodens abgebildet. Von diesen Faktoren hängen die Transportkraft und Sedimentationsgeschwindigkeit ab. Die Entstehung der Kohle ist ein Teilprozess innerhalb eines Sedimentationszyklus und die Kohle selbst ist nach Weller ein konstant auftretendes Faziesglied des Zyklus.

Tabelle 3

Faziesgliederung	Soma-Formation	Deniř-Formation	Pleistozäne Abl.
	Hangendes: Deniř-Formation	Hangendes: Pleistozäne Ablagerungen	—
		Erosionsdiskordanz	
Kalk	(Kalkstein-Glied $m_3$ ) Mittleres Lignit-Glied $k_2$ Kalkstein-Glied $m_3$ 50-60 m	Kiesalk-Glied $p_3$ 200-300 m	Pleistozänes Kalk-Glied $q_2$
Mergel	Mergel-Glied $m_2$ 100 m	Tuff-Mergel-Glied $p_2$ 500 m	
Kohle	Unteres Lignit-Glied $k_1$ 20 m	Oberes Lignit-Glied $k_3$ 1-8 m	Pleistozänes Lignit-Glied $k_4$ (Kohleschmitzen)
Ton Sand Schotter Blockschutt	Basal-Glied $m_1$ 50-200 m	Sand-Ton-Glied $p_1$ 100-200 m	Pleistozänes Basal-Glied $q_1$
	Liegendes: Grundgebirge	Liegendes: Soma-Formation oder Grundgebirge	Liegendes: Deniř-Formation oder Soma-Formation oder Grundgebirge

Hat die Senkung den Wasserspiegel des Sees fast erreicht, dann beginnt die Moorbildung. Solange das Moor nicht unter den Wasserspiegel sinkt und sich ein Gleichgewicht zwischen dem Wachstum des Moores und der Senkung derart einstellt, dass beide ungefähr gleich schnell fortschreiten, dann sind optimale Bedingungen für die Entstehung von mächtigen Kohlenlagern gegeben. Dies muss beispielsweise eine Zeitlang der Fall bei dem Unteren Lignit-Glied ( $k_1$ ) gewesen sein. Geht die Senkungsgeschwindigkeit jedoch zu rasch vor sich, dann kommt es nur kurze Zeit oder überhaupt nicht zu einer Moorbildung. Infolgedessen wird in der zyklisch gegliederten Sedimentfolge lediglich ein geringmächtiges Kohlenflöz auftreten, oder das Kohlenglied wird uns in Form von kohlehaltigem Ton mit Kohleschmitzen angedeutet sein, oder aber es wird ganz fehlen. Dies trifft auf das  $k_3$ -Glied der Deniř-Formation zu.

Der lithologische Aufbau des  $m_2$ - und  $m_3$ -Gliedes der Soma-Formation ist ziemlich homogen. In dieser lithologischen Homogenität haben sich ruhige Sedimentationsbedingungen aufgezeichnet, was in erster Linie auf eine kontinuierliche Senkung des Sedimentationsraumes zurückzuführen ist.

Wie erklärt sich nun das Auftreten des Mittleren Lignit-Gliedes ( $k_2$ ) innerhalb des Kalkstein-Gliedes ( $m_3$ ) der Soma-Formation? Dazu muss gesagt werden, dass der Sedimentationszyklus der Soma-Formation während einer epirogenen Grossoszillation des Gebie-

tes stattgefunden hat. Die Senkung des Gebietes erreichte ihren Tiefpunkt während der Ablagerung des unteren und mittleren Abschnittes des  $m_3$ -Kalkstein-Gliedes. Aber noch während der Ablagerung des oberen Abschnittes des  $m_3$ -Gliedes trat eine rasche Hebung ein. Dass dennoch nur Kalk abgelagert wurde, ist durch eine weitgehende Abtragung des Alimentationsgebietes zu erklären. Durch die Abtragung erlangte das Alimentationsgebiet ein flaches Relief, was dazu führte, dass nur gelöste Stoffe in den Sedimentationsraum der Soma-Formation eingeschwemmt wurden. Durch die Hebung gelangten Teile des Sedimentationsbeckens schliesslich in ein Niveau, das eine Zeitlang günstig für neuerliche Moorbildung war. Dies führte zur Entstehung des Mittleren Kohlen-Gliedes ( $k_2$ ). Die Oszillation erreichte ihre Kulmination in der Trockenlegung grosser Teile des Beckens, wodurch eine Phase der Erosion eingeleitet wurde.

Bei der Besprechung des Mittleren Lignit-Gliedes ( $k_2$ ) wurde gezeigt, dass in bestimmten stratigraphischen Niveauseine Wechsellagerung von mm- bis cm-dünnen Kohleschmitzen mit ebenso dünnen Kalklagen auftritt (z.B. Bohrung 220 und 631, Abb. 7). In dieser Wechsellagerung haben sich Mikrooszillationen abgebildet, d.h. die Aufwärtsbewegung setzte sich aus zahlreichen Kleinoszillationen zusammen.

Mit der Ablagerung des Ton-Mergel-Gliedes ( $p_1$ ) begann der zweite Sedimentationszyklus, während dem die Schichtfolge der Deniş-Formation entstand. Das  $p_1$ -Glieder der Deniş-Formation liegt, wie wir sahen, über einem Paläorelief, das im südlichen Neogengebiet von Soma in die  $m_3$ -Kalke eingeschnitten ist. Zwischen der Deniş-Formation und der Soma-Formation tritt somit eine Diskonformität (Erosionsdiskordanz) auf. Ihr entspricht eine Schichtlücke.

Die Deniş-Formation ist durch eine lithologische Heterogenität gekennzeichnet. Dieselbe kann einerseits auf die vulkanische Aktivität, andererseits jedoch auf Mikrooszillation zurückgeführt werden. Ansonsten ist die Faziesgliederung analog jener der Soma-Formation (s. Tabelle 3).

Ein dritter Sedimentationszyklus setzt mit dem Quartär (Tabelle 3) ein. Zwischen den pleistozänen Ablagerungen und der Deniş-Formation tritt abermals eine Erosionsdiskordanz auf. Die pleistozänen Ablagerungen zeigen die für einen Sedimentationszyklus typische Faziesgliederung (Tabelle 3), jedoch fehlt das Mergel-Glied. Das Kohle-Glied ( $k_4$ ) ist in Form von kohlehaltigem Ton und als Kohleschmitzen zugegen.

Somit lassen sich im Räume Soma drei Sedimentationszyklen nachweisen: ein obermiozäner Zyklus (Soma-Formation), ein unterpliozäner Zyklus (Deniş-Formation) und ein pleistozäner Zyklus. Die drei Zyklen sind voneinander durch Diskonformitäten (Erosionsdiskordanzen) getrennt. Letztere entsprechen Sedimentationslücken.

Die Tatsache, dass wir sowohl im südlichen als auch im nördlichen Neogengebiet von Soma dieselben Faziesglieder bzw. dieselben Formationsglieder antreffen, und dass sie in fast gleicher Mächtigkeit auftreten, spricht sehr für einen einheitlichen, ausgedehnten Sedimentationsraum, und nicht für einzelne, kleine Teilbecken, wie dies früher angenommen wurde (Kleinsorge, 1944). In isolierten Kleinbecken wäre diese Einheitlichkeit in der Ausbildung der neogenen Schichtfolgen durch lokale Einflüsse sicherlich gestört worden. Vor allem aber würden die drei neogenen Lignit-Glieder heute nicht die Funktion von stratigraphischen Leit-horizonten haben. Im gesamten Neogenraum von Soma sind sie stets an das gleiche stratigraphische Niveau gebunden.

Die gleichen Überlegungen sprechen auch gegen das Vorhandensein von Bergkämmen und Talungen, dabei soll «eine der Talungen zu einem tektonischen Senkungsfeld» und zum Bildungsraum der Braunkohlenlagerstätte von Soma geworden sein (Brinkmann et al., S. 22). Vielmehr müssen wir einen ausgedehnten, von einem flachwelligen Hügelland umgebenen See annehmen. Dessen Küste umsäumte ein Moor, das zum Grossteil den Charakter eines Riedmoores (*Juncus*, *Myrica*, *Salix*) hatte. Landeinwärts ging das Riedmoor streckenweise in einen Sumpfwald (*Taxodium*, *Glyptostrobus*) und sodann in ein Buschmoor (*Myrica*, *Magnolia*) über. Auf die Nähe des Sumpfmoores sowie des Buschmoores muss aus dem ausgezeichneten Erhaltungszustand (s. Foto 6) der aufgesammelten fossilen Blätter geschlossen werden. Den trockneren Boden des umgebenden Hügellandes bevorzugten Wald- und Nadelbäume (*Fagus*, *Quercus*, *Pinus*).

Schliesslich muss darauf hingewiesen werden, dass der gesamten Soma-Formation bis auf eine geringmächtige Tuffeinschaltung im Unteren Lignit-Glied ( $k_1$ ) vulkanogene Produkte fehlen. Demgegenüber ist die Deni $\bar{s}$ -Formation von vulkanogenem Material, vor allem Pyroklastika (Tuffe, Tuffite, Tuffbrekzien, Kieselbildungen), völlig durchsetzt. Dies gilt besonders für das Tuff-Mergel-Glied ( $p_2$ ). Durch das Hinzutreten von pyroklastischem Material erhielt das  $p_2$ -Glied seine heterogene lithologische Zusammensetzung. Die vulkanogene Komponente hat einen andesitischen Charakter und ist genetisch mit dem nachbarlichen andesitischen Vulkanismus in Zusammenhang zu bringen. Auch die pleistozäne Schichtfolge führt stellenweise vulkanogenes Material (Pyroklastika).

#### E. DER BAU DES GEBIETES

Neben der Herausarbeitung der lithostratigraphischen Verhältnisse versuchten die Kartierungsarbeiten auch den Bau im makroskopischen Bereich einer Klärung näher zu bringen. Bewegungsvorgänge, die zu diesem äusserst komplizierten Bau geführt haben, messen sich mit Hilfe von mesoskopischen Strukturelementen analysieren. Dabei verwende ich die Bezeichnungen «makroskopisch» und «mesoskopisch» im Sinne von Turner und Weiss (1963). Die Kombination der Bohrerergebnisse mit den im Felde gesammelten Daten erbrachten den Nachweis, dass der komplizierte Bau des Neogengebietes von Soma hauptsächlich während zweier Deformationsphasen erzeugt wurde.

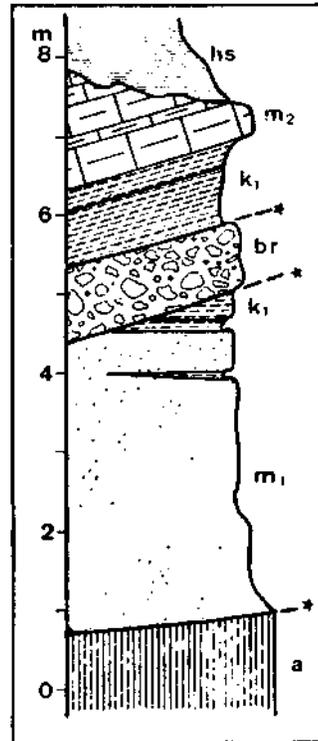
Während der ersten Deformationsphase erfolgte unter dem Einfluss horizontal wirkender Kräfte eine NW-SE ausgerichtete Zerschering des Grundgebirgssockels. Die dabei entstandenen Grundgebirgsschollen führten entlang seiner stehenden bis steil einfallenden Scherflächen (Gleitflächen) horizontale Differenzialbewegungen aus. Beweise für diese Vorgänge sind die am Grundgebirge beobachteten Harnischflächen mit horizontal verlaufenden Harnischstreifen. Ein instruktives Beispiel hierfür ist in den Fotos 12 und 13 abgebildet. Der Aufschluss befindet sich in einem südwestlichen Ausläufer des Köşe Dağ (Tafel I). Die Harnischflächen bilden bis zu 25 m hohe Steilwände in mesozoischen Kalken. Sie zerlegen das Grundgebirge in Kleinschollen (Foto 13). Die eingemessenen Streifen (Diagramm 4a, Abb. 10) streichen ungefähr WNW-ESE und verlaufen horizontal oder mit einem flachen Abtauchen. Fasst man die Harnischstreifen als «Lineationen in a» auf, so stellen die dazugehörigen senkrechten Harnischflächen (OkO)-Kluffflächen dar (Diagramm 4b, Abb. 10).

Die horizontalen Differenzialbewegungen im Grundgebirgssockel wirkten sich auch in der neogenen Sedimenthaut aus. Dabei wurde die neogene Decke in einzelne Kleinschollen zerlegt (s. Abb. 7, Nebert, 1975), die desgleichen horizontalen Differenzialbewegungen unterworfen waren. Diese Bewegungen hinterliessen ihre Spuren in Form von seiner stehenden bis

mittelsteil einfallenden Harnischflächen, auf denen die Harnischstreifen mehr oder weniger horizontal verlaufen. Im Aufschlussbereich sind diese mesoskopischen Strukturelemente besonders gut innerhalb des  $m_2$ -Mergel-Gliedes (Foto 10), des  $m_3$ -Kalkstein-Gliedes, des  $p_2$ -Tuff-Mergel-Gliedes und des  $p_3$ -Kieselkalk-Gliedes (s. Abb. 6, Nebert, 1975) zu beobachten, und zwar in allen Kompartimenten. Zu ihrer Illustrierung dienen drei, bereits in meiner 1975 veröffentlichten Arbeit beschriebenen Beispiele, die weit auseinanderliegen (Abb. 10, Diagramm 1=Kayrikalti-Kompartiment; Diagramm 2= Evciler-Kompartiment; Diagramm 3= Egeze-Kompartiment). Eingemessen und in Form von Strukturdiagrammen dargestellt wurden Harnischstreifen und Harnischflächen. Die Messbereiche lagen zwischen 100 m und 200 m Aufschlusslänge. Auffallend ist bei den Diagrammen 1a, 2a und 3a (Abb. 10) die mehr oder weniger horizontale, um NW-SE pendelnde Ausrichtung der Harnischstreifen. Fasst man die Harnischstreifen als «Lineationen in a» auf, so stellen die dazugehörigen Harnischflächen überwiegend (OkO)- und (OkI)-Kluffflächen dar. Die (OkI)-Harnischflächen stehen seiger und führen horizontale Streifen, während die (OkO)-Harnischflächen mittelsteil bissteil nach SE bzw. NE einfallen (Abb. 10, Diagramm 1b, 2b und 3b) und mit abtauchenden Streifen belegt sind. Letztere stellen offenbar Bewegungskomponenten einer in der Hauptsache horizontal wirkenden Kraft dar. Besonders häufig treten Harnischflächen mit horizontal verlaufenden Streifen auch in Bohrkernen (s. Nebert, 1975, Abb. 8) innerhalb der  $m_2$ - und  $p_2$ -Mergel auf. Sind die Flächen scharenweise vorhanden, so bilden sie tektonische Zerrüttungszonen mit einem stark aufgelockerten Gesteinsverband.

Unverständlich Weise blieben diese, für strukturanalytische Untersuchungen so bedeutenden Elemente von früheren Bearbeitern unbeachtet oder sie wurden als horizontale Bewegungskomponenten einer steilen Abschiebung gedeutet (Brinkmann et al., S. 17). Man versuche aber einmal, die in den Fotos 12 und 13 auf den seiger stehenden Harnischflächen abgebildeten horizontalen Streifen als Bewegungskomponenten steiler Abschiebungsvorgänge zu deuten!

Die gleichen Kräfte, die im Grundgebirge und Deckgebirge Horizontalbewegungen erzeugten, verursachten zusätzlich eine Abscherung einzelner Teile der neogenen Sedimenthaut. Die Abscherung erfolgte bevorzugt in Grundgebirgsnähe, da dort festigkeitsmechanische Schwächezonen (wie: Trennungsfuge zwischen Grund- und Deckgebirge, Basal-Glied  $m_1$ , Lignit-Glied  $k_1$ , etc.) vorhanden waren. Hierbei kam es zur Zertrümmerung des neogenen Gesteins und zur Bildung von tektonischen Brekzien und Melange-Letten, zur Mächtigereduktion einzelner Formationsglieder, zur Auswalzung bis zum Verschwinden des Unteren Lignit-Gliedes ( $k_1$ ) sowie zur Kataklasierung des Grundgebirges. Diese Erscheinungen liessen sich sowohl in Aufschlüssen als auch in Bohrkernen nachweisen. So zeigt uns Abb.9 einen Auf-



**Abb. 9 - Abscherungsflächen (mit einem Sternchen gekennzeichnet) innerhalb der Soma-Formation. a = Grundgebirge (Grauwacken);  $m_1$  = Schotter des Basal-Gliedes;  $k_1$  = Überreste des tektonisch zerscherten unteren Lignit-Gliedes;  $m_2$  = Mergel-Glied; br = tectonische Brekzie; hs = Hangsutt. Aufschluss im Egeze-Dere, etwa 3 km nordwestlich der Ortschaft Egeze (s. Abb. 2).**

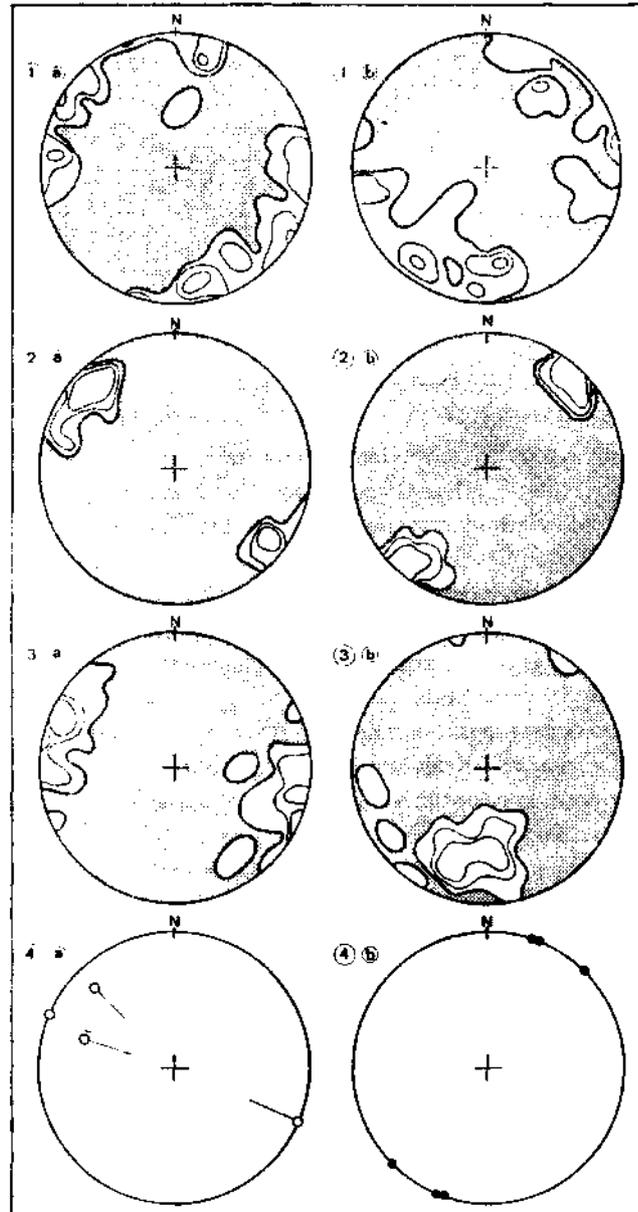


Abb. 10 - Strukturdiagramme von Harnischstreifen (a) und Harnischflächenpolen (b). Die geographische Lage der dazugehörigen Aufschlüsse wird im Text gegeben. Anzahl der eingemessenen Harnischstreifen: Diagr. 1a = 30; Diagr. 2a = 13; Diagr. 3a = 34; Diagr. 4a = 3. Anzahl der eingemessenen Harnischflächen: Diagr. 1b = 30; Diagr. 2b = 13; Diagr. 3b = 23; Diagr. 4b = 3. Besetzungsdichte bei den Diagrammen mit Begrenzungslinien: 1 %, 5 % und 10 %.

schluss im Eğnez-Dere. In ihm sind horizontale Abscherungsflächen (durch Sternchen angedeutet) zu sehen. Die Abscherung erfolgte mitten durch das Untere Lignit-Glied ( $k_1$ ) und hatte zur Folge eine Reduktion des  $m_1$ -Basal-Gliedes von 50-200 m auf 4-5 m, eine Reduktion des  $k_1$ -Gliedes von 20 m auf rund 1 m, die Entstehung einer etwa 1 m starken tektonischen Brekzie (br) und die Zertrümmerung (Kataklasierung) des Grundgebirges in unmittelbarer Nähe der unteren Abscherfläche. Die tektonische Brekzie besteht aus eckigen  $m_1$ -Gesteinsfragmenten, die in einer kohlehaltigen Matrix stecken. Als Ergänzung sei ein Aufschluss im Evçiler-Kompartiment gezeigt (Foto 3). In ihm ist eine horizontal verlaufende Abscherungsbahn (durch Pfeile angedeutet) inmitten des Basal-Gliedes ( $m_1$ ) zu sehen.

Reduktionen in der Mächtigkeit einzelner Formationsglieder konnten auch durch das Bohrprogramm nachgewiesen werden, etwa bei der Bohrung 293, wo das Basal-Glied ( $m_3$ ) auf 5,8 m reduziert war. Bei Bohrung 417 war das Untere Lignit-Glied ( $k_1$ ) auf 5,45 m, bei Bohrung 236 auf 2,2 m, bei Bohrung 635 auf 1,4 m und bei Bohrung 222 auf 10 m reduziert. Bohrung 22 drang aus dem reduzierten  $k_1$ -Glied, unter Fortfall des Basal-Gliedes ( $m_1$ ) direkt in das Grundgebirge ein. Bei den genannten Bohrungen bestanden die aus dem Unteren Lignit-Glied ( $k_1$ ) gezogenen Kerne zur Gänze aus Kohlenstaub oder aus einem innigen Gemenge (Melange) von kohlehaltigem Ton und Kohlenstaub. Mit Annäherung zum Grundgebirge häuften sich in den gezogenen Kernen die Anzeichen einer intensiven Tektonisierung des  $m_1$ -Gliedes in Form von Zerrüttungszonen, Harnischflächen mit horizontal verlaufenden Striemen und tektonischen Brekzien. Das Grundgebirge selbst zeigte ein kataklastisches Gefüge. Zwischen Grundgebirge und Basal-Glied ( $m_1$ ) war gewöhnlich eine mehrere Meter starke tektonische Brekzie entwickelt. In ihr war das Gesteinsmaterial des Grundgebirges mit jenem des Basal-Gliedes ( $m_1$ ) auf das Innigste vermengt. Die einzelnen eckigen Komponenten der Brekzie lagen in einer tonigen, durch ein eisenhaltiges Pigment rötlich gefärbten Matrix eingebettet. Spülungsverluste traten häufiger auf. Der Kerngewinn war sowohl im Deckgebirge als auch im Grundgebirge zumeist gering. Mit fortschreitendem Eindringen in das Grundgebirge traten wieder normale Zustände ein. Diese geschilderten Erscheinungen sprechen alle für eine tektonische Reduktion des Unteren Lignit-Gliedes ( $k_1$ ) und nicht für ein primärsedimentäres Auskeilen. Offensichtlich verliefen die Abscherungsbahnen sowohl durch das Untere Lignit-Glied ( $k_1$ ) als auch durch das Basal-Glied ( $m_1$ ).

Bei Abscherungsvorgängen kann es jedoch nicht nur zu Flözreduktionen, sondern gelegentlich auch zu einer Flözverdoppelung kommen. Als Beispiel hierfür mag Bohrung 214 angeführt werden. In ihr erreichte das sonst im Durchschnitt 20 m starke Untere Lignit-Glied ( $k_1$ ) eine bauwürdige Mächtigkeit von über 57 m und bestand fast nur aus Kohle.

Die folgenden Bewegungsbilder illustrieren den Abscherungsmechanismus, der durch Auswalzung oder Zertrümmerung zur Reduktion des Unteren Lignit-Gliedes ( $k_1$ ) bis zu dessen totalem Verschwinden führen kann. Zunächst zeigt uns ein Schürfstollen im Kozluören-Kompartiment den Vorgang der Auswalzung. Das  $k_1$ -Lignit-Glied ist in horizontaler Richtung buchstäblich zerrissen, ausgefrantzt und zu Kohlenstaub zerrieben (Foto 8). Eine tektonische Brekzie trennt das zerrissene  $k_1$ -Glied vom darüberliegenden Mergel-Glied ( $m_2$ ) (im Bilde nicht dargestellt). Auch Fragmente des  $m_2$ -Mergel-Gliedes sind im zerfetzten Kohlen-Glied zu sehen. Ein fortgeschrittenes Stadium ist in einem nachbarlichen Schürfstollen festgehalten (Nebert, 1975, Abb. 10): Das  $k_2$ -Glied ist zu einem, wenige Zentimeter dünnen Kohlenband ausgewalzt. Das horizontal verlaufende Band lässt sich mehrere Meter weit verfolgen. Es besteht aus Kohlenstaub und liegt inmitten einer tektonischen Brekzie, die aus Fragmenten des Mergel-Gliedes ( $m_2$ ) zusammengesetzt ist. Die Zertrümmerung des Unteren Lignit-Gliedes ( $k_1$ ) zeigt uns das nächste Beispiel (Foto 9) aus dem Kozluören-Kompartiment. Das  $k_1$ -Glied ist in isolierte Flöz-

trümmer aufgelöst. Sie können Dimensionen bis zu 1 m erreichen. Mit der sie umgebenden tektonischen Brekzie bilden sie eine typische Melange. In einem Aufschluss, der ebenfalls im Kozluören-Kompartiment liegt, gingen das k1-Glied und das m1-Glied durch tektonische Abscherungsvorgänge verloren, denn gleich über dem Grundgebirge liegen blaue Mergel des m<sub>2</sub>-Gliedes. Zuletzt soll eine horizontale Abscherungsfläche innerhalb des Grundgebirges gezeigt werden. Der Aufschluss liegt zwischen der Ortschaft Adilköy und der Stadt Kirkağaç (s. Abb. 2). Dort bilden mesozoische Kalke den östlichen Grundgebirgsrahmen der neogenen Sedimente. An mehreren Stellen ist dort eine horizontale Abscherungsfläche aufgeschlossen (Foto II). Der mesozoische Kalk zeigt ein typisch kataklastisches Gefüge. Entlang der Abscherung ist der Kalkstein zerrieben. Offene Spalten durchsetzen den zu einem Mylonit umgewandelten Kalkstein. Zuweilen befinden sich auf der horizontalen Abscherungsfläche auch Harnischstriemen (s. Nebert, 1975, Abb. 13).

Auch bei Arbeiten in den Gruben ist man wiederholt auf Abscherungen gestossen. Sobald eine Abbaustrecke eine Abscherungsfläche anfährt, tritt eine merkliche Reduktion in der Flözmächtigkeit auf und die Kohle ist zu Staub zerrieben. Jeder Versuch eines Abbaues wird dadurch vereitelt.

Abscherungen fanden auch innerhalb stratigraphisch höherliegenden Formationsgliedern statt, wobei die betreffenden Bohrungen aus den reduzierten Gliedern direkt in das Grundgebirge eindringen. Als erstes Beispiel hierfür lassen sich die Bohrungen 201 und 202 (Profil A-B, Tafel III) anführen. Bohrung 201 war im Tuff-Mergel-Glied (p<sub>2</sub>) angesetzt, durchteufte das p1-Glied mit normaler Mächtigkeit und drang aus dem reduzierten Kalkstein-Glied (m<sub>3</sub>), unter Fortfall von m<sub>2</sub>, k1 und m1, direkt in das Grundgebirge ein. Bohrung 202 drang aus dem stark reduzierten p1-Glied, unter Fortfall des m<sub>3</sub>-, m<sub>2</sub>-, k1- und m1-Gliedes unmittelbar ins Grundgebirge ein. Bei diesen Bohrungen traten die gleichen Anzeichen einer intensiven tektonischen Beanspruchung auf, wie wir sie aus den bisher beschriebenen Beispielen kennen gelernt haben: In Grundgebirgsnähe war das neogene Gestein durch Zertrümmerung in eine tektonische Brekzie umgewandelt, Harnischflächen mit horizontalen Striemen häuften sich, im gezogenen Kernmaterial änderte sich wiederholt das Schichteinfallen, das Grundgebirgsgestein zeigte ein kataklastisches Gefüge, der Kerngewinn war gering und Spülungsverluste traten auf. Diese Anzeichen sprechen eindeutig für Abscherungsflächen, entlang denen horizontale Bewegungen stattgefunden haben. Dabei wurden Partien der neogenen Decke von ihrer Unterlage abgeschert.

Die in zahlreichen Aufschlüssen sowie in den Bohrkernen nachgewiesenen Abscherungsflächen ergaben in ihrer Gesamtheit eine, möglicherweise nicht zusammenhängende Abscherungsbahn, die zwischen vorneogenem Grundgebirge und neogener Decke liegt und die neogene Decke etwa so durchschneidet, wie dies in den Profilen der Tafel III dargestellt ist.

Die horizontalen Bewegungsvorgänge der ersten Deformationsphase fanden nach der Ablagerung der Deniz-Formation statt. Das Alter der Deniz-Formation wurde mit Unterpliozän festgelegt. Die erste Deformationsphase könnte somit ein oberpliozänes Alter haben.

Die Nordanatolische Störungszone ist eine eminente Erdbebenzone, die sich von der Ägäis in mehr als 1300 km Länge in W-E-Richtung bis zum Van Gölü dahin zieht. Pavoni (1961) nimmt für die Nordanatolische Störungszone horizontale Bewegungen grössten Ausmasses an. Die horizontalen Verschiebungen erzeugten eine chaotische Zerreibungstektonik, die von mächtigen Reibungsbrekzien, eingepressten Gesteinssetzen und zerquetschten Gesteinslinsen begleitet wird. Pavoni führt die horizontalen Bewegungen auf Zerscherungen im

tieferen Untergrund entlang steilstehender Horizontalverschiebungen zurück, ähnlich den Zerscherungen des vorneogenen Grundgebirges im Gebiet von Soma (s. Foto 12 und 13). Die gleichen Kräfte erzeugten ebensolche Zerscherungen und Versetzungen in der darüberliegenden Sedimenthaut, sofern es sich um kompetente und massige Sedimente handelte. Im Neogengebiet von Soma können als «kompetent» die  $m_2$ -Mergel (Foto 10), die  $m_3$ -Kalksteine, das p2-Tuff-Mergel-Glied (Abb. 7, Nebert, 1975) und die  $p_3$ -Kieselkalke (Abb. 6, Nebert, 1975) betrachtet werden. «Inkompetent» verhielt sich insbesondere das Untere Lignit-Glied (k1) (Foto 8). Nach Ketin (1969) sollen die horizontalen Verschiebungen entlang der Nordanatolischen Störungszone seit ihrer Entstehung im Pliozän einige Zehner von Kilometern betragen. Das Neogengebiet von Soma ist nur 50-60 km von der Nordanatolischen Störungszone entfernt. Könnten da eventuell genetische Zusammenhänge bestehen zwischen den für das Gebiet von Soma beschriebenen Horizontalbewegungen und jenen von Pavoni angenommenen grossräumigen Horizontalverschiebungen im Bereich der Nordanatolischen Störungszone?

Die zweite Deformationsphase fand an der Wende Pliozän-Quartär statt. Sie schuf die heutige Zerstückelung des Neogengebietes von Soma, die in ihrer Gesamtheit eine Bruchschollentektonik darstellt. Die durch die Zerscherungs- und Abscherungstektonik verursachten Komplikationen im Bau des Gebietes von Soma erfuhren durch die Bruchschollentektonik eine weitere Steigerung.

Die Hauptdislokationen haben sowohl südlich als nördlich des Bakırçay eine SW-NE-Richtung. Eine zweite Dislokationsrichtung steht fast senkrecht zur ersten und verläuft SE-NW. Beide Dislokationen vereinigen sich zu einem zweisecharigen Bruchsystem, welches das gesamte Gebiet von Soma in eine Vielzahl von tektonischen Schollen zerlegt hat. Die Bruchschollentektonik äussert sich auch in der Morphologie des Gebietes. In tiefer liegenden Schollen (Gräben) sind die neogenen Sedimente erhalten geblieben. In höher geschalteten Schollen (Horste) ging die neogene Sedimentdecke durch Abtragung verloren. Durch die Bruchschollentektonik gelangten Neogenzwickel, wie beispielsweise jene von Tarhala und Adiller Tepe, zwischen Grundgebirgsschollen eingekeilt. Das Neogen des Deniz-, Kozluören- und Kaynkalti-Kompartiments (Tafel II) ist desgleichen zwischen grösseren Grundgebirgsschollen eingekeilt.

Entsprechend ist auch das Schichteinfallen. In weniger gestörten Schollen fallen die Schichten des Neogens mittelsteil ein. In gestörten Schollen liegt das Einfallen zwischen 60° und 80°.

Bei der Entstehung der Bruchschollentektonik spielten steile Abschiebungen die Hauptrolle. Einige der steil stehenden Abschiebungsflächen konnten auch im mesoskopischen Bereich untersucht werden. Sie waren zumeist als Harnischflächen entwickelt und ausschliesslich mit senkrecht oder steil verlaufenden Striemen belegt.

Während der zweiten Deformationsphase entstand auch der Graben der Bakırçay-Ova, der nachträglich mit pleistozänen Sedimenten und Tuffgesteinen aufgefüllt wurde.

In einer subrezenten, dritten Deformationsphase erlitten die pleistozänen Bildungen eine Süd- bis Südwestkipfung. bis zu 10°. Gleichzeitig wurden die pleistozänen Sedimente von zahlreichen Kleinverwerfern versetzt, was besonders schön in den mehrfach erwähnten Bahntrasseneinschnitten zwischen Soma und Beyce zu beobachten ist.

## F. BRENNSTOFFCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN

Die reine Kohle ist makroskopisch eine pechschwarze, feste und stückigharte Glanzkohle von amorpher Beschaffenheit. Ihr Heizwert, bezogen auf die roh-Substanz, liegt zwischen 4000 und 5000 kcal/kg. Die verunreinigte Kohle ist etwas weicher und zuweilen feinschichtig. Mit steigendem Aschengehalt sinkt ihr Heizwert. Der Gesamtschwefelgehalt liegt im Durchschnitt, unter 1 %. Das spezifische Gewicht der Reinkohle beträgt 1,3.

In den lithostratigraphischen Säulenprofilen (Abb. 5, 6 und 8) der drei Lignit-Glieder sind die Ergebnisse der brennstoffchemischen Analysen (Immediatanalyse und Heizwertbestimmung) graphisch dargestellt.

Die Probenahme erfolgte nicht in festgelegten regelmässigen Abständen, sondern richtete sich jeweils nach der Stärke und nach der lithologischen Beschaffenheit der durchteuften Kohle. Der Abstand der Proben wurde stets so gewählt, dass für die betreffende Kohlenschicht eine gute Durchschnittsprobe heraus kam.

Bei Proben mit guter Kohlensubstanz oder bei Kohlen mit nur geringen Verunreinigungen wurde die Immediatanalyse für Asche (a), Wasser (w), flüchtige Bestandteile (fl. Best.) und für den fixen Kohlenstoff (C-fix) durchgeführt. War die Kohlenprobe stark verunreinigt, dann wurde nur der a- und w- Gehalt bestimmt. Die Heizwertbestimmung (H) erfolgte bei allen Kohlenproben. Die Kohlenproben wurden im brennstoffchemischen Laboratorium des M.T.A.- Institutes analysiert.

Im folgenden wird versucht, die brennstoffchemischen Analysenergebnisse einer allgemeinen Betrachtung zu unterziehen. Dabei werden die ermittelten Werte graphisch dargestellt.

Die ersten vier graphischen Diagramme (Abb. 11 bis Abb. 14) zeigen die Beziehungen zwischen den Kenngrössen Wasser, Asche und Heizwert im Bereich des unteren Lignit-Gliedes (k1) bei vier Bohrungen. Zwei Bohrungen (609, Abb. 12 und 631, Abb. 11) stammen aus dem Mumya-Tepe-Kompartiment, die dritte (226, Abb. 13) aus dem Işıklar-Dere-Kompartiment, und die vierte Bohrung (417, Abb. 14) aus dem Soma-Kompartiment. Der gefundene Analysenwert einer beprobten Kernstrecke wurde jeweils als Punkt auf der halbierten Kernstrecke dargestellt. Auf diese Art erhält man Kurven, die leicht untereinander zu vergleichen sind. In den Abbildungen 11, 12 und 13 beziehen sich die linken Diagramme jeweils auf die roh-Kohle, und die rechten Diagramme auf die lft-Kohle. In Abbildung 14 gelangten nur die Werte der roh-Substanz zur Darstellung.

Zunächst werden die Ergebnisse bei Bohrung 631 (Abb. 11) besprochen. Die Beprobung erfolgte in unregelmässigen Abständen. Sie erfasst jedoch mit rund 20 m die gesamte Bohrstrecke des Unteren Lignit-Gliedes (k1). Die w-Kurve im Diagramm a verläuft parallel zur w-Kurve im Diagramm b. Das Gleiche gilt auch für die beiden a-Kurven. Dies beweist, dass die betreffenden Kohlenproben sofort nach ihrer Entnahme luftdicht verpackt wurden. In den Diagrammen a und b besteht eine eindeutige Beziehung zwischen dem Aschengehalt (a) der Kohlenproben und deren Heizwert (H): Mit steigendem Aschengehalt sinkt der Heizwert. Die lineare Abhängigkeit von a und H kommt in den Diagrammen e und f (Abb. 11) noch besser zum Ausdruck. Diese allgemein bekannte Erscheinung ist darauf zurückzuführen, dass sich die Qualität der Kohle in bezug auf den Heizwert mit zunehmendem Aschengehalt vermindert. Eine zweite Erscheinung bezieht sich auf die Asche und das Wasser: Mit zunehmendem

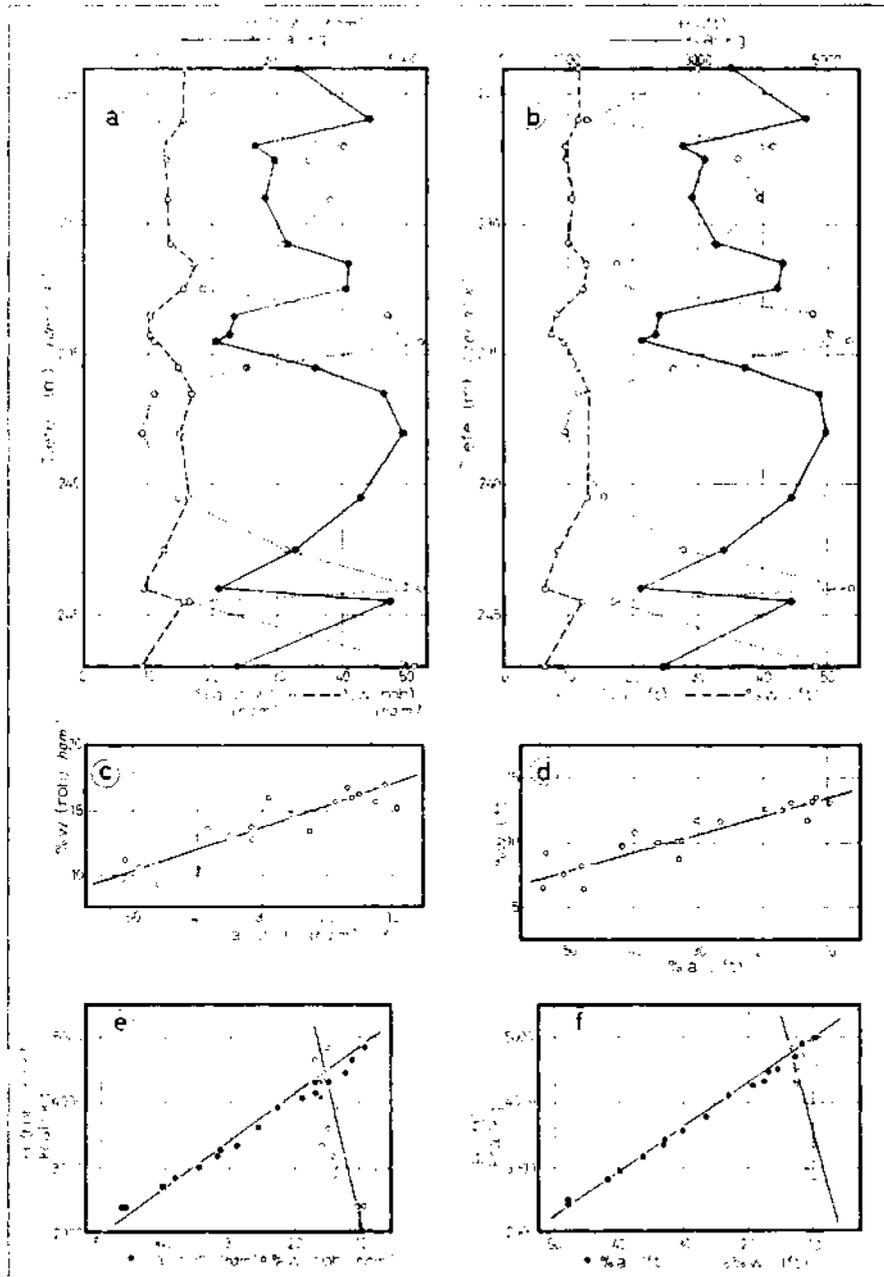


Abb. 11 - Beziehungen zwischen den Kenngrößen Wasser (w), Asche (a) und Heizwert (H) im Unteren Lignit-Glied ( $k_1$ ) der Bohrung 631 (Mumya-Tepe-Kompartiment).

Aschengehalt sinkt der Wassergehalt der Kohle. Dies geht sowohl aus den a- und w-Kurven der Diagramme a und b, als auch aus den Diagrammen c und d hervor. In den Diagrammen c und d ist die lineare Beziehung zwischen diesen beiden Kenngrößen eindeutig. Eine dritte Beziehung scheint zwischen den w- und H-Kurven in den Diagrammen a, b, e und f zu bestehen: Trotz des zunehmenden w-Gehaltes steigt der Heizwert (H) der Kohle. Auch diese Beziehung scheint linear zu sein, wie dies die beiden Diagramme e und f zeigen.

Beim zweiten Beispiel, nämlich bei Bohrung 609 (Abb. 12), lassen sich die drei genannten linearen Beziehungen zwischen  $a$ ,  $w$  und  $H$  desgleichen feststellen. Die beprobte Kernstrecke beträgt über 20 m. Auch in diesem Beispiel nimmt  $H$  mit sinkendem  $a$ -Gehalt zu (Diagramme a und b, sowie c und d). Eine lineare Beziehung besteht ferner auch zwischen  $a$  und  $w$ : Mit steigendem  $a$ -Gehalt sinkt  $w$  (Diagramme a und b, sowie e und f). Auch die dritte Erscheinung ist zugegen, nur ist sie nicht so ausgeprägt wie im ersten Beispiel: Der Heizwert ( $H$ ) der Kohle steigt trotz einer leichten Zunahme von  $w$  (Diagramme c und d, Abb. 12).

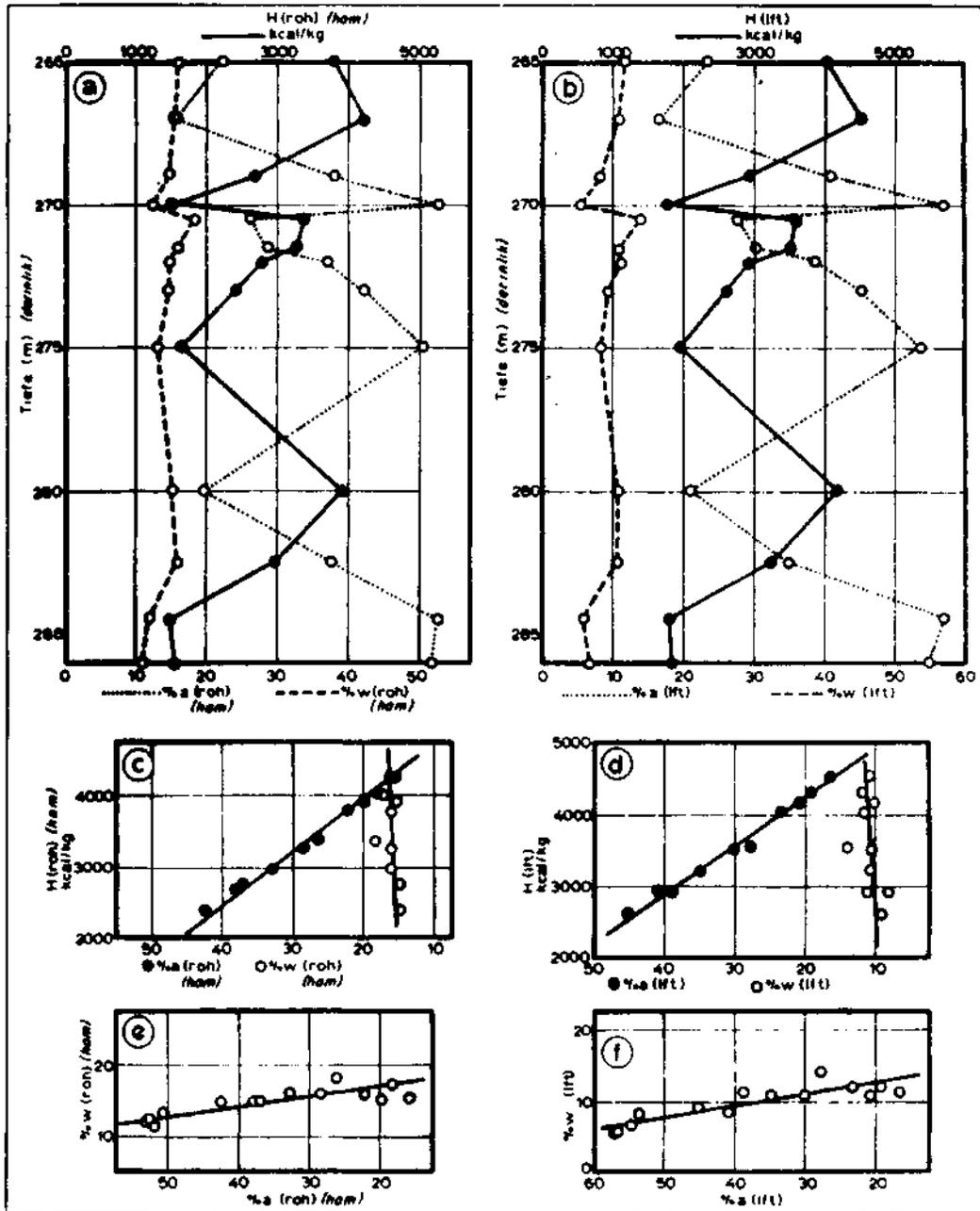


Abb. 12 - Beziehungen zwischen den Kenngrößen Wasser ( $w$ ), Asche ( $a$ ) und Heizwert ( $H$ ) im Unteren Lignit-Glied der Bohrung 609 (Mumya-Tepe-Kompartiment).

Um nun zu prüfen, ob die geschilderten brennstoffchemischen Beziehungen zwischen den Kenngrößen  $w$ ,  $a$  und  $H$  der  $k_1$ -Kohle auch in anderen Kompartimenten auftreten, wurden für die Untersuchung die Bohrung 226 aus dem Işıklar-Dere-Kompartiment und die Bohrung 417 aus dem Soma-Kompartiment herangezogen.

In Bohrung 226 (Abb. 13) besteht zwischen  $a$  und  $H$  die gleiche lineare Abhängigkeit (Diagramme a und b, sowie e und f, Abb. 13) wie bei den Bohrungen 609 und 631: Mit abnehmendem  $a$ -Gehalt steigt  $H$  linear. Die Beziehung zwischen  $w$  und  $a$  ist bei der roh-Substanz (Diagramm c, Abb. 13) nicht eindeutig, denn die einzelnen Analysenwerte sind zu sehr gestreut.

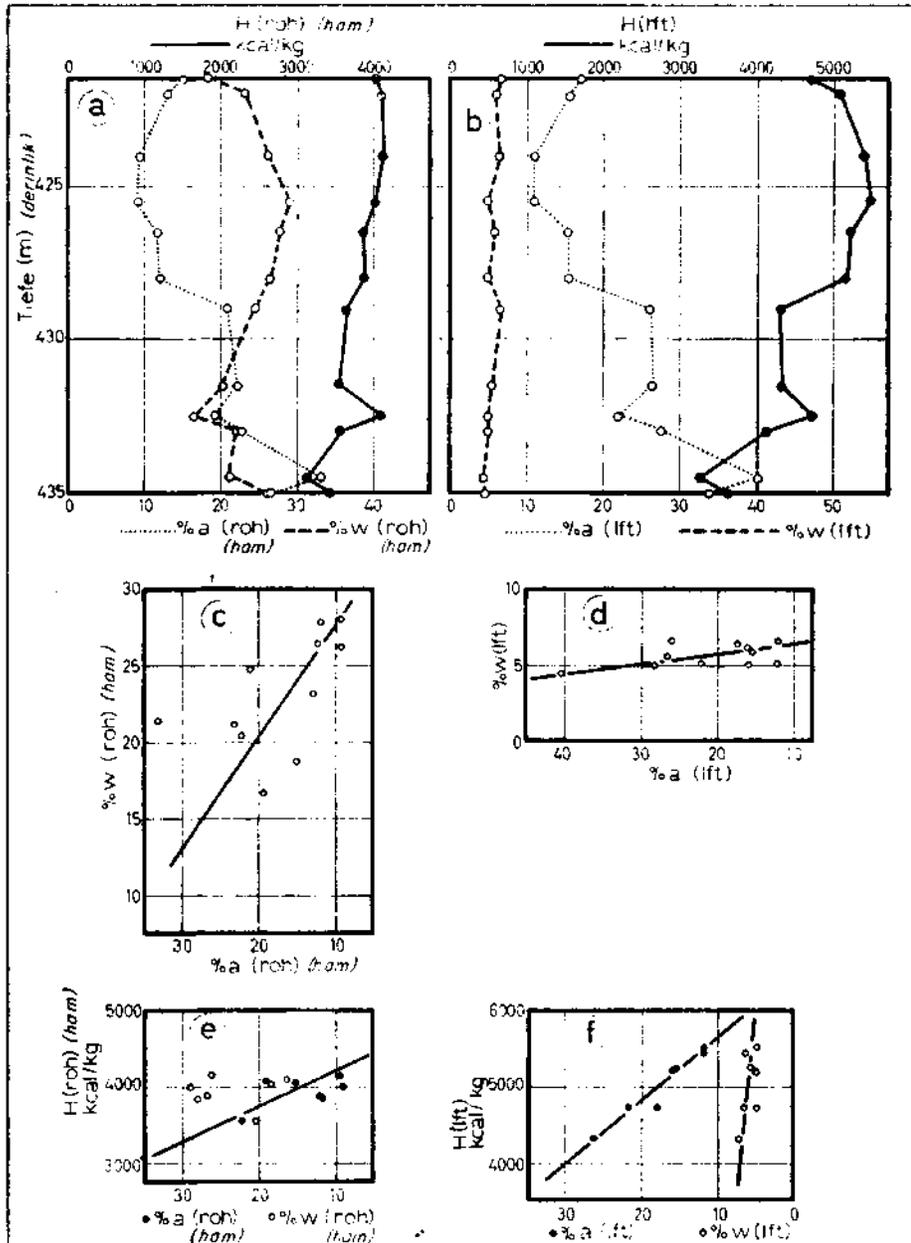


Abb. 13 - Beziehungen zwischen den Kenngrößen Wasser ( $w$ ), Asche ( $a$ ) und Heizwert ( $H$ ) im Unteren Lignit-Glied ( $k_1$ ) der Bohrung 226 (Işıklar-Dere-Kompartiment).

Die Streuung der Punkte der roh-Substanz ist wahrscheinlich eine lokale Erscheinung und vielleicht auf Wassereinbrüche zurückzuführen, denn im Diagramm der Ift-Substanz (Diagramm d) ist die lineare Beziehung zwischen  $a$  und  $w$  eindeutig hergestellt: Mit zunehmendem  $a$ -Gehalt sinkt der  $w$ -Gehalt. Hinsichtlich der Beziehung zwischen  $w$  und  $H$  lässt sich bei der roh-Substanz (Diagramm e, Abb. 13) keine Aussage machen. Bei der Ift-Substanz (Diagramm f) ist eine lineare Beziehung vorhanden, jedoch ist die Beziehung nicht widersinnig, denn mit sinkendem  $a$ -Gehalt steigt der Heizwert der Kohle.

Für Bohrung 417 (Abb. 14) aus dem Soma-Kompartiment liessen sich die Beziehungen zwischen den Kenngrössen  $a$ ,  $w$  und  $H$  nur für die roh-Substanz darstellen. Zwischen  $a$ -Gehalt und  $H$ -Wert kann abermals eine lineare Abhängigkeit festgestellt werden (Diagramme a und b), Eine lineare Beziehung besteht auch zwischen  $w$  und  $a$  (Diagramm c): Der Wassergehalt der Kohle nimmt mit steigendem Aschengehalt ab. Schliesslich erscheint im Diagramm b (Abb. 14) auch die lineare Abhängigkeit zwischen  $w$ -Gehalt und Heizwert ( $H$ ), nur ist sie widersinnig, analog zum ersten Beispiel: Der Heizwert ( $H$ ) steigt trotz leichter Zunahme des Wassergehaltes.

Fassen wir die Ergebnisse der vier untersuchten Beispiele zusammen! Zunächst wurde die allgemein bekannte Erscheinung, dass mit zunehmendem Aschengehalt ( $a$ ) der Heizwert ( $H$ ) einer Kohle sinkt, auch mit den vier besprochenen Beispielen bestätigt. Als zweites Ergebnis kristallisierte sich eine lineare Beziehung zwischen Aschengehalt ( $a$ ) und Wassergehalt ( $w$ ) der Kohlen heraus: Mit steigendem Aschengehalt ( $a$ ) sinkt ihr Wassergehalt ( $w$ ). Diese Beziehung liesse sich folgendermassen erklären: Der Wassergehalt einer Kohle besteht aus der groben Feuchtigkeit, die bei der Trocknung der Kohle (Ift-Substanz) entweicht, und aus der hygroskopischen Feuchtigkeit, die von den Kapillarkräften des Porenraumes der Kohle festgehalten wird. Die hygroskopische Feuchtigkeit hängt von der Porengrösse und dem Porenvolumen einer Kohle ab. Ist das Porenvolumen gross, so steigt die hygroskopische Feuchtigkeit, und umgekehrt. Dass wir es bei den besprochenen vier Beispielen wirklich mit einer Erscheinung zu tun haben, die an die hygroskopische Feuchtigkeit gebunden ist, beweisen uns die

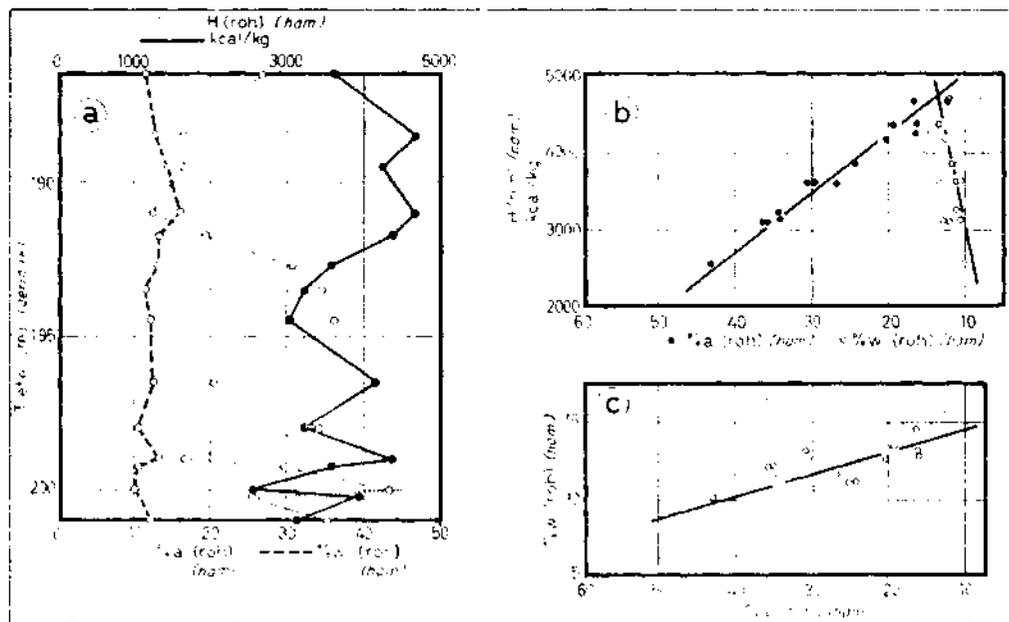


Abb. 14 - Beziehungen zwischen den Kenngrössen Wasser ( $w$ ), Asche ( $a$ ) und Heizwert ( $H$ ) im Unteren Lignit-Glied ( $k_1$ ) der Bohrung 417 (Soma-Kompartiment).

Analysenwerte der Ift-Substanz. Steigt bei einer Kohle der Aschengehalt, so bedeutet dies, dass schon während der Sedimentation eingeschwemmte und eingewehte Tonpartikelchen die Poren der Kohle verringert und das Porenvolumen vermindert haben. Infolgedessen kommt es zu einer geringeren Bindung von Wasser. Bei aschearmen oder aschefreien Kohlen ist der primäre Porenraum durch tonige Verunreinigungen hingegen nicht reduziert worden.

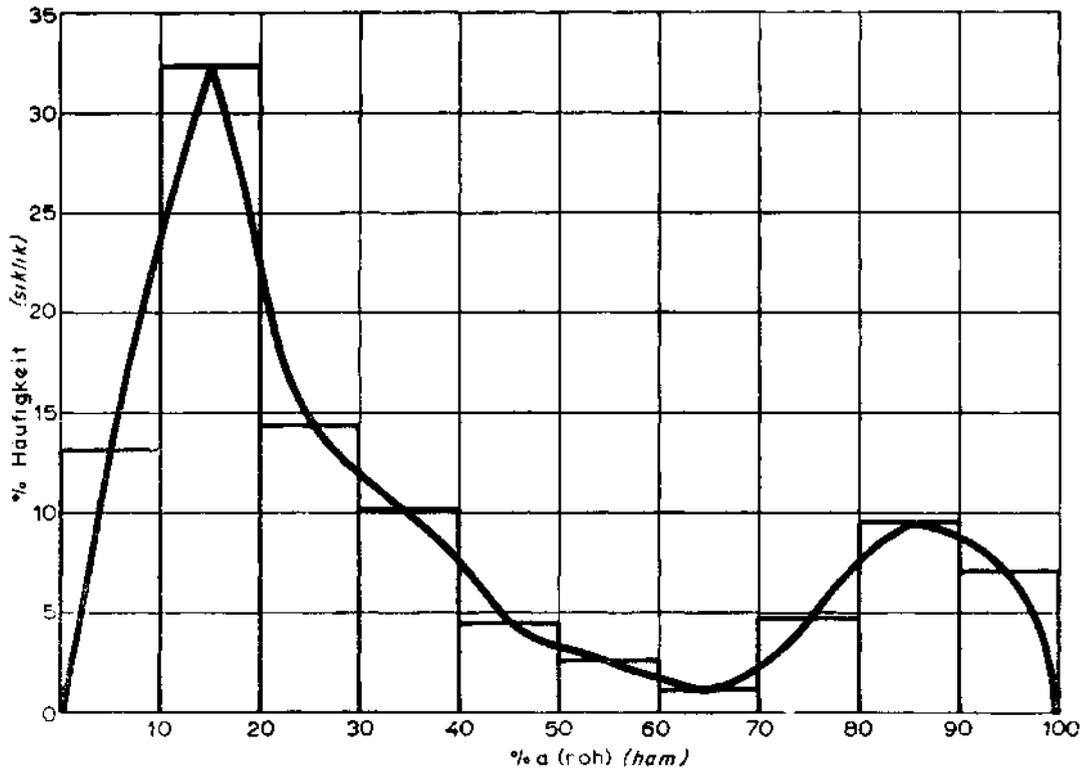


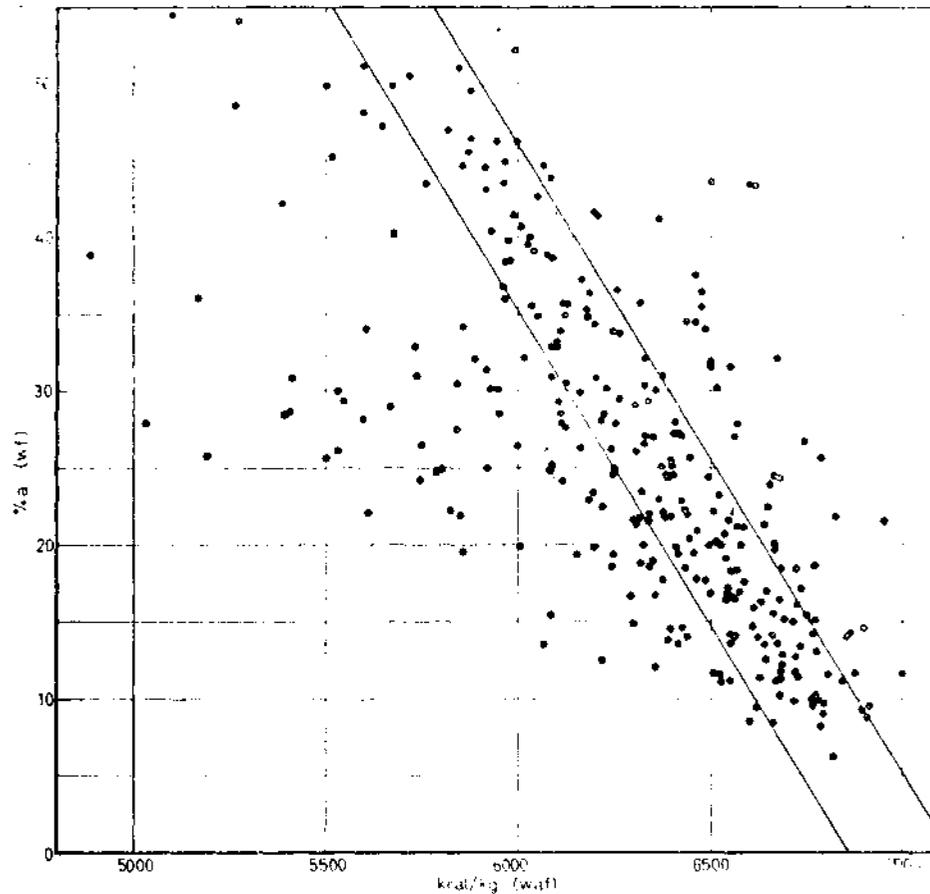
Abb. 15 - Häufigkeitsverteilung des Aschengehaltes (roh-Substanz) in einem Standard- $k_1$ -Profil.

Allgemein ist bekannt, dass Wasser als Ballaststoff den Heizwert einer Kohle senkt. In drei der vier angeführten Beispiele nimmt jedoch der Heizwert mit steigendem w-Gehalt zu. Wie ist diese widersinnige lineare Beziehung zwischen w und H in den betreffenden Diagrammen zu erklären? Mit sinkendem Aschengehalt (a) steigt der Wassergehalt (w) sowie der Heizwert (H) einer Kohle. Die Beziehung zwischen a und H ist jedoch derart dominierend, dass der Heizwert trotz Ansteigens des Wassergehaltes weiterhin steigt. Aus den beiden Beziehungen zwischen a und H einerseits und a und w andererseits resultiert eine «scheinbare» dritte Beziehung zwischen w und H. Zusammenfassend kann folglich gesagt werden, dass die lineare Beziehung zwischen sinkendem Aschengehalt und steigendem Heizwert derart dominiert, dass trotz eines gleichzeitig steigenden Wassergehaltes der Heizwert weiterhin ansteigt.

Abbildung 15 zeigt uns ein Histogramm. In ihm ist die Häufigkeitsverteilung des Aschengehaltes (a) in einem  $k_1$ -Kohlenglied von normaler Mächtigkeit (ca. 20 m) wiedergegeben. Für die Herstellung des Histogramms wurden die  $k_1$ -Lignit-Glieder von 20 Bohrungen mit einer Gesamtbohrstrecke von 427,6 m ausgewertet. Die a-Werte beziehen sich auf die roh-Substanz.

Die Häufigkeitskurve (Abb. 15) zeigt, dass ein  $k_1$ -Flöz mit einer Standardmächtigkeit von 20 m aus etwa 13,2% reiner Kohle ( $a < 10\%$ ), aus 32,3 % verunreinigter Kohle ( $a = 10-20$

%), aus 29,3 % stark verunreinigter Kohle ( $a=20\%$  bis  $50\%$ ) und aus 25,2 % Zwischenmittel ( $a>50\%$ ) besteht. Mit anderen Worten: Ein  $k_1$ -Flöz enthält etwa 25 % Begleitgestein, das nicht verwertet werden kann, und 45,5 % Kohle von guter Qualität ( $H=4000-5000$  kcal/kg), und etwa 32% minderwertige Kohle ( $H<4000$  kcal/kg).



**Abb. 16 - Abhängigkeit des Heizwertes (waf) vom Aschengehalt (wf) bei Kohlen des  $k_1$ -Flözes.**

Das Diagramm der Abb. 16 zeigt die Abhängigkeit des Heizwertes (waf) vom Aschengehalt (wf) der  $k_1$ -Kohlen. Die Häufigkeitsgebiete wurden nach 300 Analysen von 38 Bohrungen festgelegt. Der mittlere Streifen enthält das Gebiet mit 50 %. Rechts und links davon liegen die Gebiete mit 25 %.

Das Diagramm in Abb. 17 versucht eine Beziehung zwischen dem Quotienten Kohlenstoff/flüchtige Bestandteile und dem Heizwert (H) herzustellen. Aus dem Diagramm ist ersichtlich, dass der Heizwert (H) mit dem Grösserwerden des Quotienten zunimmt. Für die Herstellung des Diagramms dienten die Analysenwerte von 75 Proben. Die Daten beziehen sich auf die waf-Substanz.

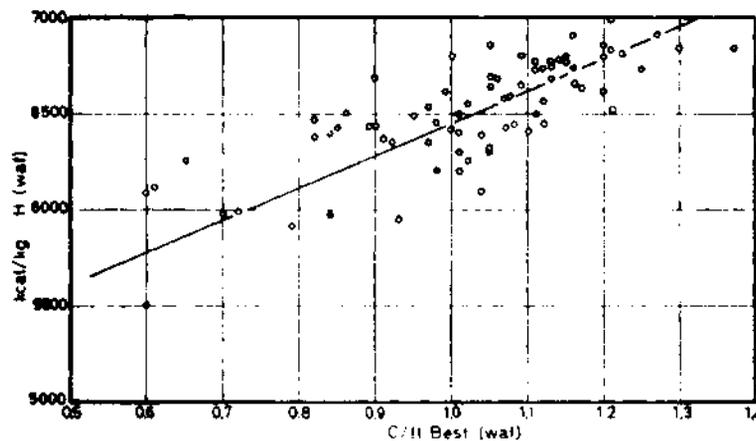


Abb. 17 - Beziehung zwischen dem Heizwert und dem Quotienten C/fl. Best. bei 75 Proben des  $k_1$ -Flözes. Die Analysenwerte beziehen sich auf die waf-Substanz.

Im Rahmen des durchgeführten Bohrprogramms konnte das untere Lignit-Glied ( $k_1$ ) bis zu Tiefen von 500 m erbohrt werden. Es war daher naheliegend, die Proben nach der Tiefe zu ordnen, um Gesetzmässigkeiten zwischen der Tiefenlage der entnommenen Proben einerseits und den durch die Immediatanalyse ermittelten Kenngrössen sowie dem Heizwert andererseits herauszufinden. Zur Herstellung des Diagramms (Abb. 18) dienten die Ergebnisse von 135 Proben.

Hinsichtlich des Wassers (w) der rohen Kohle (bezogen auf die af-Substanz) ergibt sich aus dem Diagramm keinerlei Beziehung zur Tiefenlage der Probe. Vielmehr scheint es so zu sein, dass in bestimmten Tiefen der Wassergehalt der Kohle durch Wassereinbruch erhöht wurde. So zeigen beispielsweise jene Proben, die in einer Tiefe von 425 m liegen, einen überdurchschnittlich hohen Wassergehalt ( $w > 20\%$ ). Auch bei den luftgetrockneten Proben scheint keine Gesetzmässigkeit zwischen Tiefenlage der Probe und Wassergehalt zu bestehen.

Auffallend ist auch die Verteilung des Heizwertes (bezogen auf die waf-Substanz) mit der Tiefenlage der Probe. Fast alle Werte liegen zwischen 6000 und 7000 kcal/kg. Eine zunehmende Reifung der Kohle hat infolgedessen mit der Tiefe nicht stattgefunden, denn sonst müssten Proben in grösseren Tiefen (etwa 400 m) auch höhere Heizwerte ( $> 7000$  kcal/kg) aufweisen.

Aus der Verteilung der Werte der flüchtigen Bestandteile (bezogen auf die waf-Substanz) lässt sich mit der Tiefe eine Zunahme der fl. Best., und eine entsprechende Abnahme des C-fix feststellen. Dies steht jedoch im Widerspruch mit den bisherigen Erfahrungen, die eindeutig das Gegenteil, nämlich eine Abnahme der fl. Best., und eine Zunahme des C-fix mit der Tiefe ergeben haben.

Aus diesen Darlegungen kann der Schluss gezogen werden, dass die Kohle des unteren Lignit-Gliedes ( $k_1$ ) ihren Reifegrad bzw. Inkohlungsgrad nicht der heutigen Tiefenlage zu verdanken hat. Dieser Reifegrad war bereits vorhanden vor den beiden Deformationsphasen I und 2, durch die das  $k_1$ -Glied in die heutigen Höhenlagen geriet.

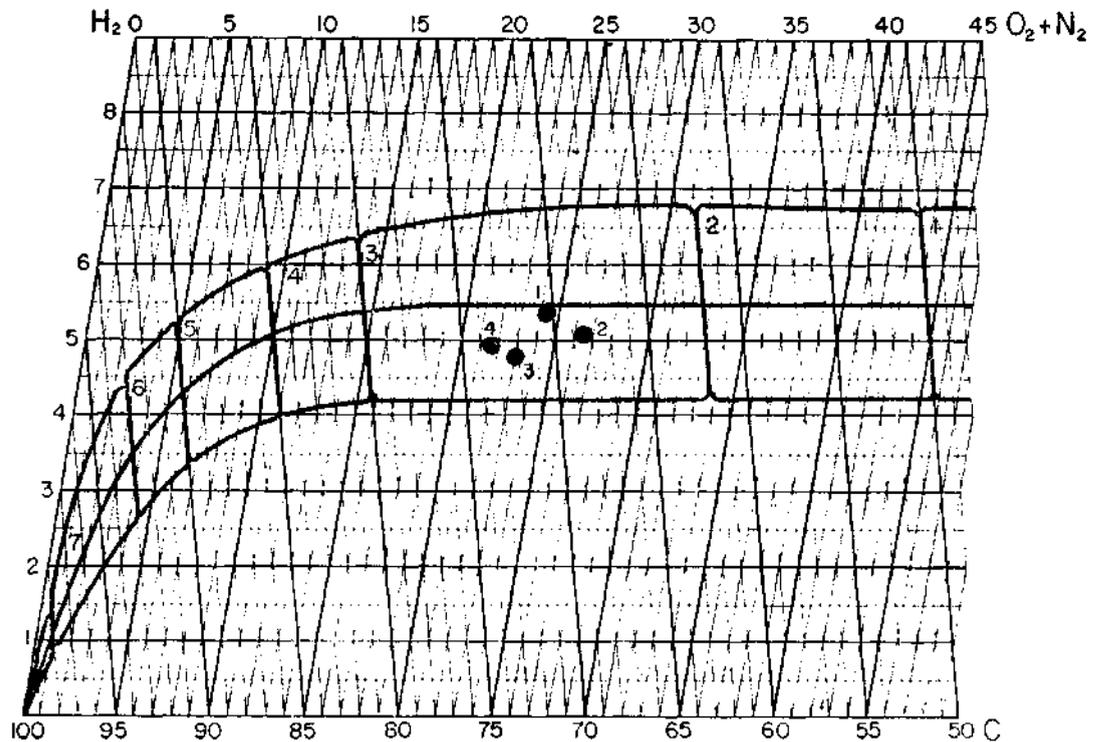


Abb. 19 - Die Lage von vier Kohlenproben im Kohlendiagramm. Feld 2 = Torf; Feld 3 = Lignit; Felder 4, 5 und 6 = Steinkohlen; Feld 7 = Anthrazit. Probe 1 =  $k_3$ -Kohle; Probe 2 =  $k_2$ -Kohle; Proben 3 und 4 =  $k_1$ -Kohlen.

Abschliessend sollen noch die Ergebnisse der Elementaranalyse kurz besprochen und mit Hilfe des Kohlendiagramms dargestellt werden. Letzteres ist der linke untere Abschnitt eines Dreistoffdiagramms, das die Form eines gleichschenkligen Dreiecks hat. Im Kohlendiagramm konnten die Felder für Torf, Lignit, Steinkohle und Anthrazit auf Grund von zahlreichen Analysenwerten genau abgegrenzt werden (s. Abb. 19). Zur Darstellung gelangen die Analysenwerte (in %) von C,  $H_2$  und  $N_2+O_2$ . Vier Proben wurden analysiert. Alle vier Proben fallen in das Lignit-Feld (3). Probe 1 wurde dem  $k_3$ -Lignit-Glied, Probe 2 dem  $k_2$ -Lignit-Glied und die Proben 3 und 4 dem  $k_2$ -Lignit-Glied entnommen. Die  $k_1$ -Proben haben gegenüber den  $k_2$ - und  $k_3$ -Proben eine eindeutig bessere Qualität.

*Manuscript received April 21, 1977*

#### LITERATURVERZEICHNIS

- ALPAN, S. & LÜTTIG, G. (1971): The German-Turkish lignite exploration in Turkey of the years 1965 to 1969. *Newsl. Stratigr.*, 1, (3), 11-18.
- AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1961): Code of stratigraphic nomenclature. *A.A.P.G. Bull.*, 45, (5), 645-665.
- ARNI, P. (1942): Geologische Begutachtung des Braunkohlenlagers von Soma Madeni. (unveröffentl), *M.T.A.-Bericht* Nr. 1360, Ankara.

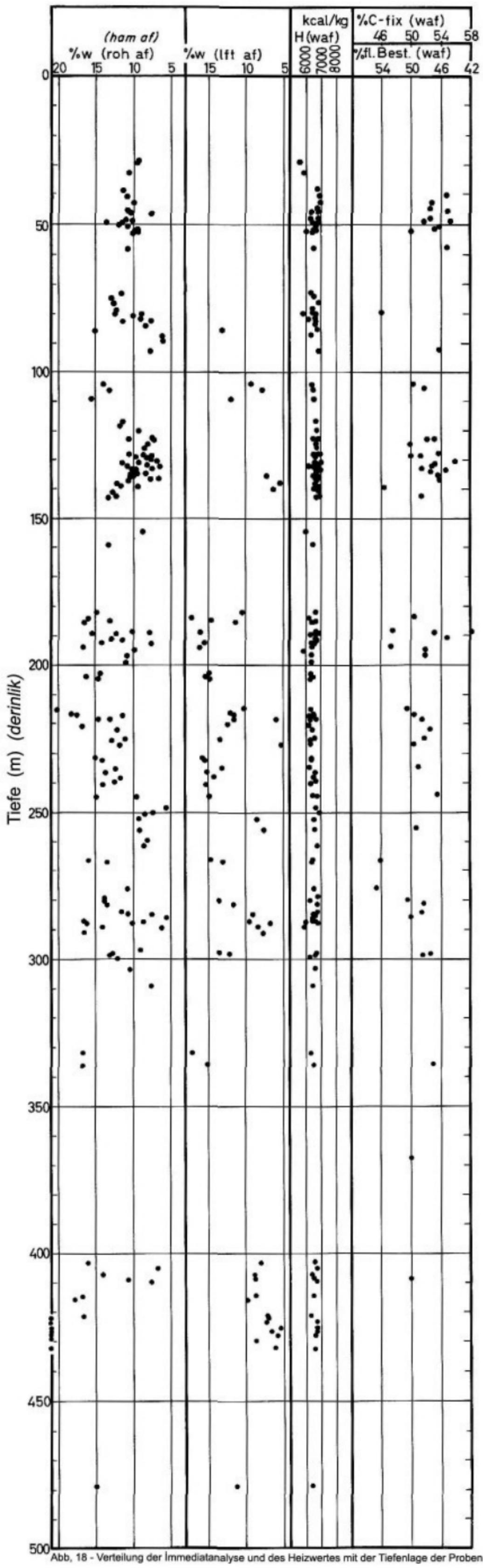
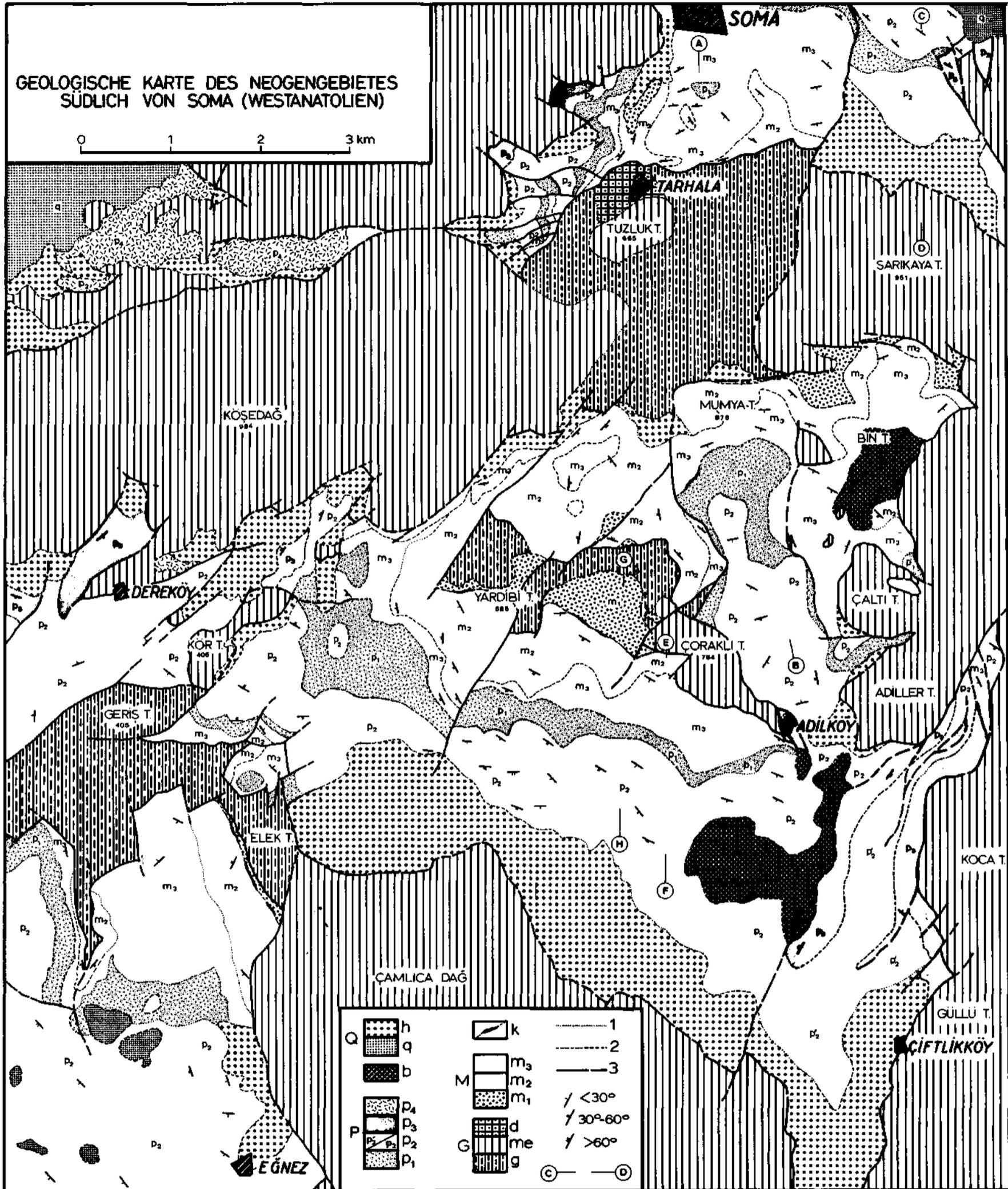


Abb. 18 - Verteilung der Immediatanalyse und des Heizwertes mit der Tiefenlage der Proben

- BECKER-PLATEN, J.D. (1970): Lithostratigraphische Untersuchungen im Känozoikum Südwest-Anatolien (Türkei). *Beih. geol. Jb.*, 97. 244 S.
- (1971): Stratigraphic division of Neogene and oldest Pleistocene in Southwest Anatolia. *Newsl. Stratigr.* 1, (3), 19-22.
- BENDA, L. (1971a): Grundzüge einer pollenanalytischen Gliederung des türkischen Jungtertiärs, *Beih. geol. Jb.*, 113, 43 S.
- (1971b): Principles of the palynologic subdivision of the Turkish Neogene. *Newsl. Stratigr.*, 1, (3), 23-26.
- BRINKMANN, R.; FEIST, R.; MARR, W.U.; NICKEL, E.; SCHLIMM, W. & WALTER, H.R. (1970): Geologie der Soma Dağları. *M.T.A. Bull.*, Nr. 74, 7-23, Ankara.
- CHAPUT, E. (1936): Voyage d'études géologiques et géomorphologiques en Turquie. *Mem. Inst. Franc. d'Arch. de Stamboul II*, Paris.
- FERSTL, H. (1959): Kurzer Bericht über die Ergebnisse der geologischen Kartierung im Neogengebiet bei und westlich Soma. *M.T.A.-Bericht*, (unveröffentl.), Ankara.
- GENCER, R. (1932): Soma linyit havzası ilk tetkikat raporu. *M.T.A.-Bericht*, Nr. 912 (unveröffentl.), Ankara.
- GEYER, O.F. (1974): Grundzüge der Stratigraphie und Fazieskunde. Schweizerbort'sche *Verlagsbuchhandlung*, Stuttgart.
- GÖKTUNALI, K. (1959): Soma'ya bağlı Eğnez köyü civarının jeolojisi hakkında. *M.T.A.-Bericht*, (unveröffentl.), Ankara.
- GRATACAP, M. (1943): Avant-projet d'aménagement general de la mine de lignite de Soma. *M.T.A.- Bericht*, Nr. 1687, (unveröffentl.), Ankara.
- HAYR, K. (1955a): Bericht über die Aufnahme 1:10000 der Umgebung von Soma. *M.T.A.- Bericht*, Nr. 3016 (unveröffentl.), Ankara.
- (1955b): Zur Geologie der Umgebung von Eğnez (Eğnez). *M.T.A.-Bericht*, Nr. 2485 (unveröffentl.), Ankara.
- (1955c): Zur Geologie des Raumes Soma-Deniş-Evciler. *M.T.A.- Bericht*, Nr.2459, (unveröffentl.), Ankara.
- KLEINSORGE, H. (1939): Vorläufiger Bericht über die geologische Untersuchung des kohlenführenden Tertiärs in der Umgebung von Soma, Vilayet Manisa. *M.T.A.- Bericht*, Nr. 937 (unveröffentl.), Ankara.
- (1940): Bericht über die geologische Untersuchung des braunkohleführenden Tertiärs in der Umgebung von Soma (Vilâyet Manisa). *M.T.A.- Bericht*, Nr. 1080 (unveröffentl.), Ankara.
- (1941): Zur Geologie der Umgebung des Braunkohlenvorkommens von Soma, Vilayet Manisa, Türkei. *M.T.A.- Publ.*, Serie A, Nr. 5, Ankara.
- NEBERT, K. (1959): Die geologischen Verhältnisse des südlich des Bakırçay liegenden braunkohlenführenden Neogengebietes von Soma (Vilayet Manisa). *M.T.A.- Bericht*, Nr. 3019 (unveröffentl.), Ankara.
- (1960a): Bericht über die Ergebnisse der im Sektor «Işıklar-Dere» (Neogengebiet von Soma) ausgeführten Bohrarbeiten. *M.T.A.- Bericht*, Nr. 3015 (unveröffentl.), Ankara.
- (1960b): Bericht über die Ergebnisse der im Sektor «Eğnez» (Neogengebiet von Soma) ausgeführten Bohrarbeiten. *M.T.A.- Bericht*, Nr. 3026 (unveröffentl.), Ankara.
- (1960c): Bericht über die Ergebnisse der im Sektor «Soma» (Neogengebiet von Soma) ausgeführten Bohrarbeiten. *M.T.A.- Bericht*, Nr. 3027 (unveröffentl.), Ankara.
- (1960d): Der geologische Bau des sich nördlich vom Bakırçay ausdehnenden, braunkohleführenden Neogengebietes von Soma (Vilayet Manisa). *M.T.A.- Bericht*, Nr. 2999 (unveröffentl.), Ankara.
- (1960e): Bericht über die Ergebnisse der im Abschnitt «Mumya Tepe-Adilköy» (G.L.I.-Soma) ausgeführten Bohrarbeiten. *M.T.A.- Bericht*, Nr. 2950 (unveröffentl.), Ankara.

- Karl NEBERT (1960f): Vergleichende Stratigraphie und Tektonik der lignitführenden Neogengebiete westlich und nördlich von Tavşanlı. *M.T.A.- Bull.* Nr. 54, Ankara.
- (1961): Die geologische und montangeologische-Situation des lignitführenden Neogengebietes von Deniz (Kaza Soma, Vilayet Manisa). *M.T.A.- Bericht*, Nr. 2948 (unveröffentl.), Ankara.
- ..... (1975): Horizontalbewegungen im Braunkohlengebiet von Soma (Westanatolien). *Mitt. Abt. Geol.Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum*, H. 35, Graz.
- PHILIPPSON, A. (1910): Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. *Peterm. Mitt. Erg.* Heft 167. Gotha.
- ROMBERG, H. (1940a): Vorläufiger Bericht über die Bohrungen auf Braunkohle für die Etibank in Soma. *M.T.A.- Bericht*, Nr. 1054 (unveröffentl.), Ankara.
- (1940b): Bericht über die Schürfarbeiten auf Braunkohle in der Umgebung von Soma, Vilayet Manisa. *M.T.A.- Bericht*, Nr. 1101 (unveröffentl.), Ankara.
- ..... (1941): Zweiter Zwischenbericht über die Bohrungen in Soma. *M.T.A.- Bericht*, (unveröffentl.), Ankara.
- SCHWEIZERISCHE GEOLOGISCHE KOMMISSION (1973): Empfehlungen zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur in der Schweiz. *Eclogae geol. Helv.*, 66, (2), 479-492.
- STEFFENS, P. (1971): Remarks on the Upper Cenozoic of West Anatolia. *Newsl. Stratigr.*, 1, (3), 47-50.
- TURNER, F.J. & WEISS, L.E. (1963): Structural analysis of metamorphic tectonites. *McGraw-Hill Book Company*.
- WELLER, J.M. (1930): Cyclical Sedimentation of the Pennsylvanian period and its significance. *J. Geol.* 38, 97-135.

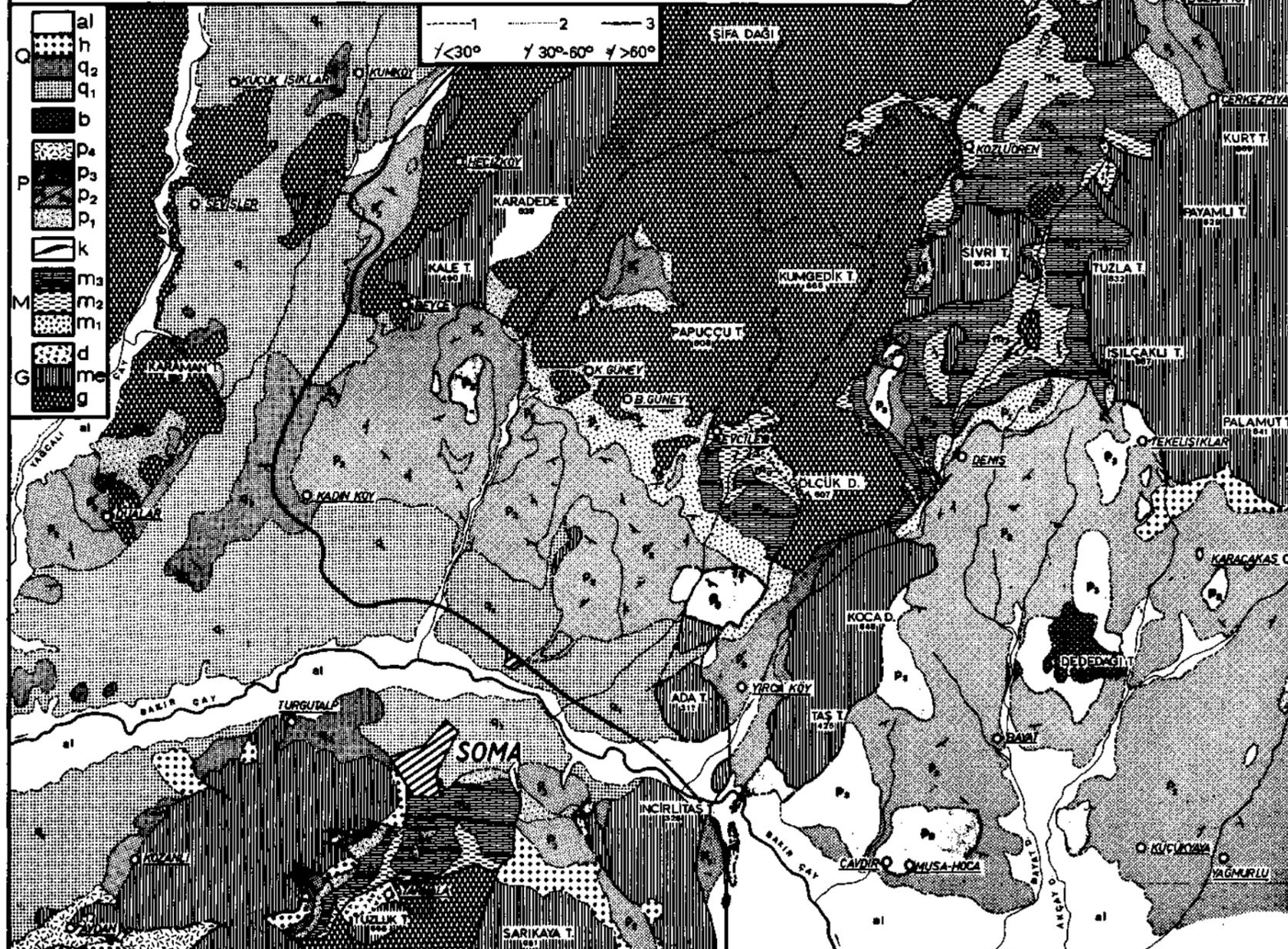


Tafel I - G = Grundgebirge; g = Grauwacken; me = mesozoische Kalksteine; d = Diabas. M = Soma-Formation; m<sub>1</sub> = Basal-Glied; m<sub>2</sub> = Mergel-Glied; m<sub>3</sub> = Kalkstein-Glied  
 k = Kohlenausbiss. p = Deniz-Formation; p<sub>1</sub> = Sand-Ton-Glied; p<sub>2</sub> = Tuff-Mergel-Glied; p<sub>3</sub> = Kieselkalk-Glied; p<sub>4</sub> = Tuff-Agglomerat-Glied. b = Basalt. Q = Quar  
 q = Pleistozän; h = Hangschutt. 1, 2 und 3 = geologische Grenzen. C-D = Lage der Profile.

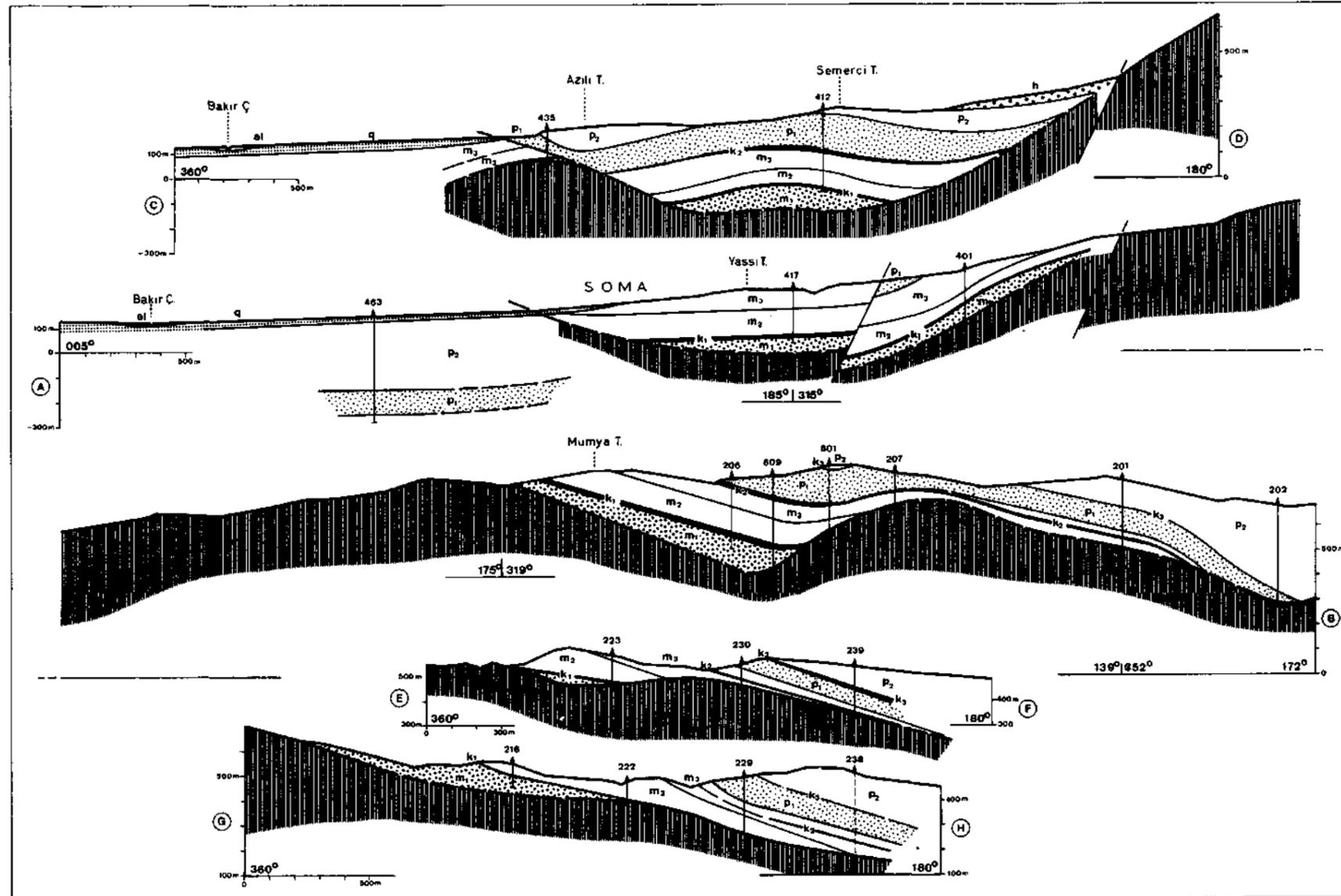
GEOLOGISCHE KARTE DES NEOGENGEBIETES NÖRDLICH VON SOMA  
(WESTANATOLIEN)

1:50.000

0 1 2 3 4 5 km



Tafel II - G = Grundgebirge; g = Grauwacken; me = mesozoische Kalksteine; d = Diabas. M = Soma-Formation; m<sub>1</sub> = Basal-Glied; m<sub>2</sub> = Mergel-Glied; m<sub>3</sub> = Kalkstein-Glied; k = Kohlenausbiss. p = Deniz-Formation; p<sub>1</sub> = Sand-Ton-Glied; p<sub>2</sub> = Tuff-Mergel-Glied; p<sub>3</sub> = Kieselkalk-Glied; p<sub>4</sub> = Tuff-Agglomerat-Glied. b = Basalt. Q = Quartär; q<sub>1</sub> = Basal-Glied; q<sub>2</sub> = Kalk-Glied; h = Hangschutt; al = Alluvionen. 1,2 und 3 = geologische Grenzen.



Tafel III - Geologische Profile durch das südliche Neogengebiet von Soma. Lage der Profile s. Tafel I. Erläuterungen der stratigraphischen Symbole s. Text und Tafel I.



Foto 1 - Tuzluk Tepe bei Soma. Mesozoische Kalke auf Grauwacken.



Foto 2 - Tuzluk Tepe (Soma). Mesozoische Kalke mit Kiesellagen.

KarlNEBERT



Foto 3 - Der untere Abschnitt des Basal-Gliedes ( $m_1$ ) wird von einer horizontal verlaufenden Abscherungsfläche (Pfeile) durchsetzt. Der Aufschluss liegt etwa 1.5 km ENE von Evciler. Länge des Hammerstiels: 40 cm.



Foto 4 - Unteres Lignit-Glied ( $k_1$ ) und Mergel-Glied ( $m_2$ ). Tagebau im Işıklar-Dere-Kompartiment.



Foto 5 - Flache Abschiebung im  $k_1$ -Lignit-Glied. Tagebau Elmalt.

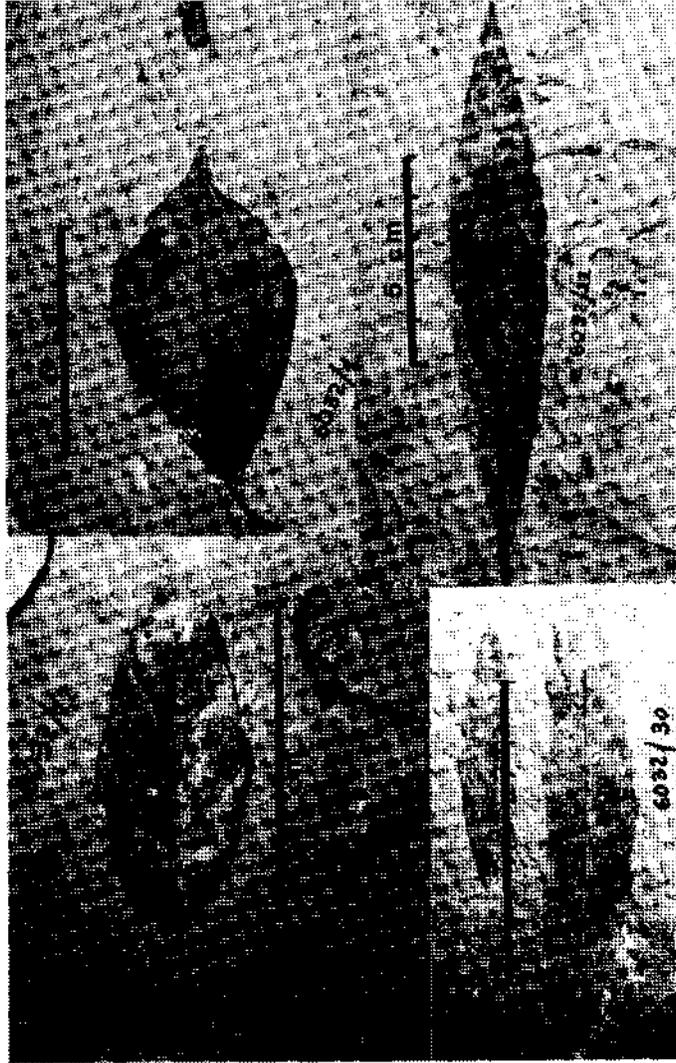


Foto 6 - Blattabdrücke aus den Mergeln des m<sub>2</sub>-Gliedes.

6032/1 = *Cinnamomum polymorphum* (WEB.) WLD.; 6032/22 =  
*Magnolia ludwigii* ETT.; 6032/12: *Laurophyllum princeps* HEER;  
6032/30: = *Myrica lignitum* (UNG.) SAP. Fundort: Tarhala, Soma.



**Foto 7 --Tuffe des  $p_2$ -Gliedes, aufgeschlossen bei Yırca Köy (Kadinköy -  
Kompartiment). Über den hellweissen Tuffen liegt eine dunkle  
Decke aus vulkanischen Brekzien.**

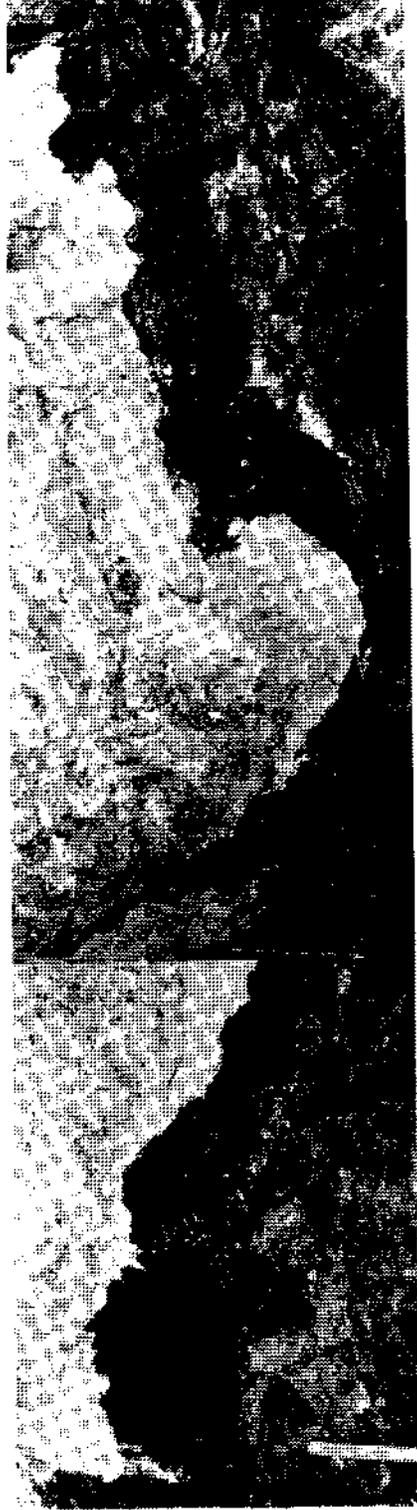
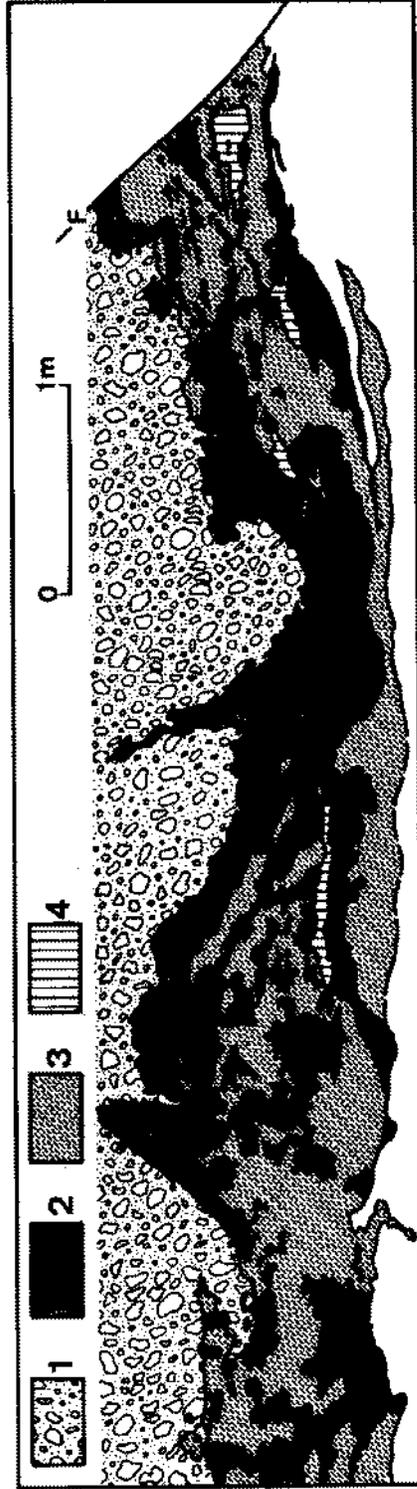


Foto 8 - Zersichertes Lignit-Glied ( $K_1$ ) in einem Schurfstollen des Koziubren-Kompartimentes. Oben: 1 = tectonische Brezlie, 2 = Kohlenstaub; 3 = mit Kohle vermengter Ton; 4 =  $m_2$ -Mergel. Unten: Teilausschnitt.

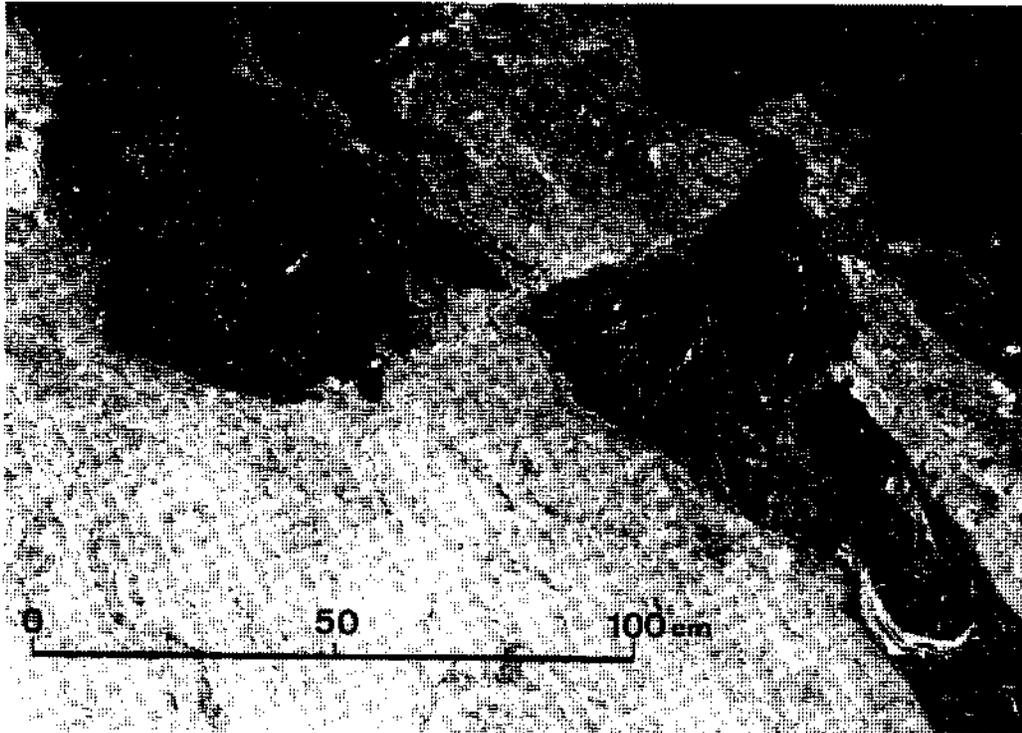


Foto 9 - Tektonische Melange, bestehend aus Kohlenrömmern des Unteren Lignit-Gliedes ( $k_1$ ) und den zu einer tektonischen Brekzie umgewandelten  $m_2$ -Mergeln. Der Aufschluss liegt etwa 1 km nördlich der Ortschaft Kozluören.



Foto 10 - Nahezu horizontal verlaufende Hornschichtstreifen an einer steil einfallenden Hornschichtfläche, die das k<sub>1</sub>-Lignit-Glied (linke Bildseite) von den Mergeln des m<sub>2</sub>-Gliedes trennt (rechte Bildseite). Tagebau Elmali.

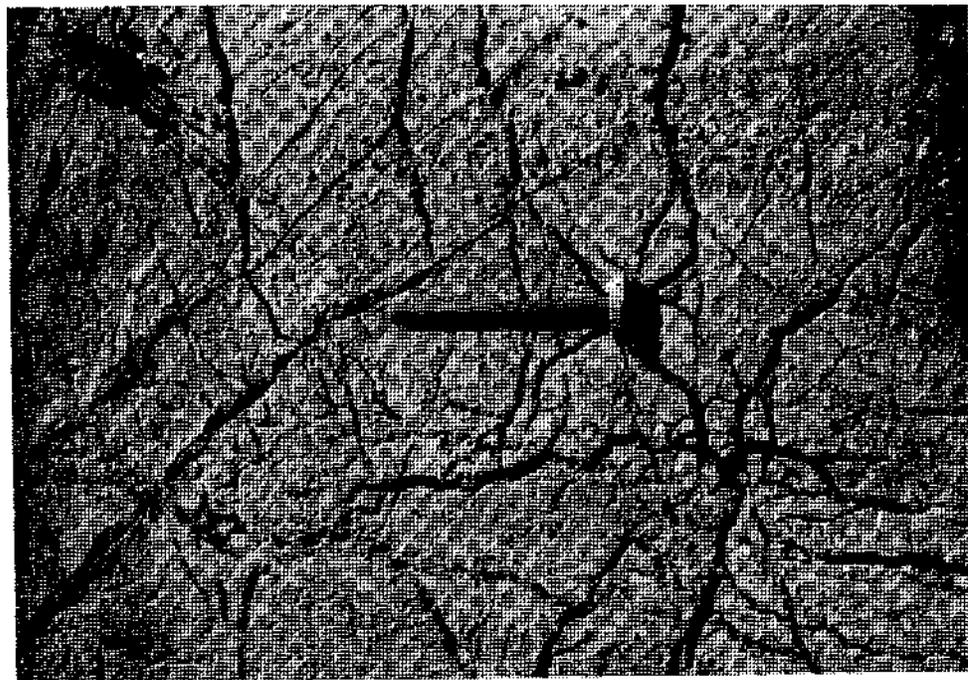


Foto 11 - Kataklastisches Gefüge auf einer horizontalen Abscherungsfläche innerhalb eines mesozoischen Kalksteine des Grundgebirges. Der Aufschluss liegt zwischen dem Dorf Adilköy und der Stadt Kirkağaç (s. Abb. 2). Länge des Hammerstiels: 40 cm.

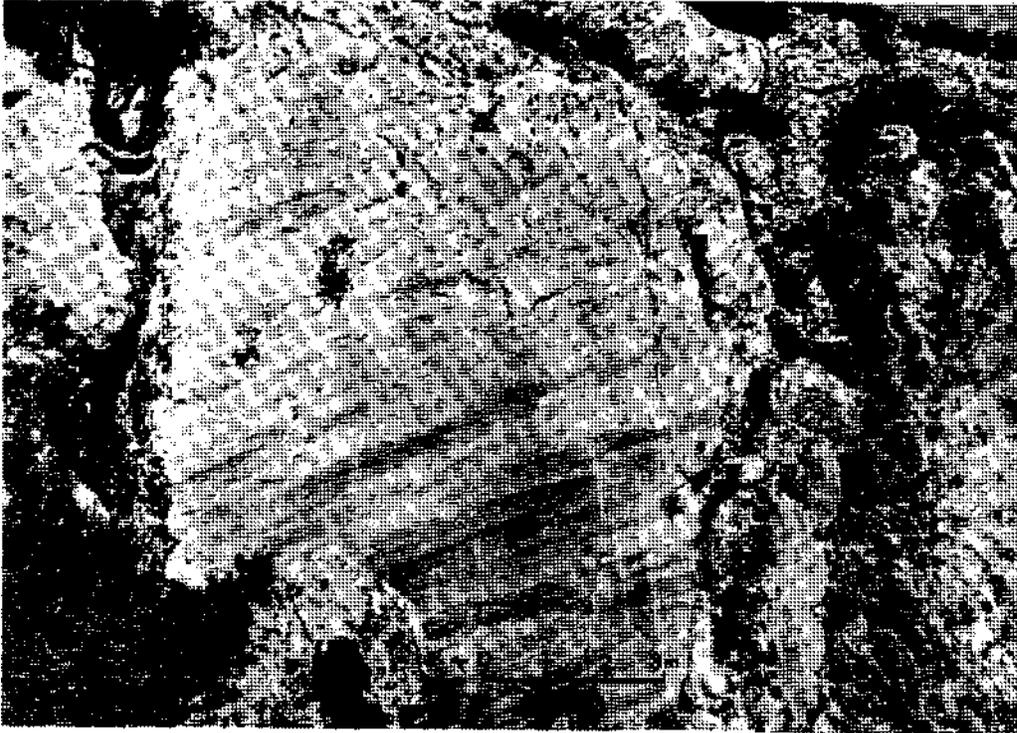


Foto 12 - Steilstehende Harnischflächen mit horizontal verlaufenden Harnischstreifen in mesozoischen Kalken des Köşe Dağ. Der Aufschluss liegt etwa 1,5 km südwestlich von Köşe Dağ.



**Foto 13 - Steilstehende Harnischfläche (Pfeile) zerlegten die mesozoische Kalksteinmasse in einzelne tektonische Kleinschollen. Der Aufschluss befindet sich in der Nähe des Aufschlusses in Foto 12.**

# FISCHE AUS DEM OBER-MIOZÄN UM UŞAK UND MURATDAĞI, MITTLERE WEST-ANATOLIEN (TÜRKEI)

Neriman RÜCKERT-ÜLKÜMEN

*Universitäts-Institut für Paläontologie und historische Geologie, München*

## EINLEITUNG

In den letzten Jahren hatten T. Ercan, E. Günay, A. Dinçel, A. Türkecan und S. Metin geologische Untersuchungen im Gebiet um Uşak und nordöstlich davon, bei Muratdağı, H. Gün, E. Bingöl, N. Akdeniz und E. Günay durchgeführt. In hellbraunen, feinstgeschichteten, limnischen Mergel des oberen Miozäns (Küçükderbent-Formation, 50 m und Muratdağı-Formation, 150 m) fanden sich Fische. Sie wurden mir von Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü (M.T.A.) Ankara zur Bestimmung übersandt. Dort wird das Material aufbewahrt.

Die Fische lagen fast nur in Abdrücken vor. Knochenreste waren sehr spärlich. Soweit Schädelknochen erhalten waren, handelte es sich um Bruchstücke. Schuppen fehlten gänzlich. Beim Schlämmen der Mergel fanden sich nur ein zerbrochener, unbestimmbarer Otolith und zwei unbestimmbare Ostracodenreste. Neben den Fischresten kamen bei Muratdağı einige schlecht erhaltene Blatabdrücke vor. Herr Professor Dr. W. Jung, München bestimmte sie als *Daphnogone bilinica* (Ung.) Kvac & Knobloch, *Myria* sp. und als grasartiges Blatt, wofür ich ihm nochmals herzlich danke.

Die Bestimmung der Fische erfolgte in der Zoologischen Staatssammlung in München. Dort konnte ich die Fischreste mit rezenten Fischen vergleichen. Für Unterstützung dieser Arbeiten möchte ich dem Direktor, Herrn Professor Dr. E.J. Fittkau sowie dem Abteilungsleiter für Fische, Herrn Dr. F. Terofal meinen besten Dank sagen. Im Universitäts-institut und der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München wurde mir die Einsicht in Fachliteratur ermöglicht. Hierfür gilt mein Dank dem Vorstand des Instituts und Direktor der Sammlung Herrn Professor Dr. D. Herrmann, Herrn Dr. H.K. Zöbelein bin ich für einige Hinweise verbunden.

## BESCHREIBUNG DER FISCHFAUNA

Klasse: TELEOSTOMI

Unterklasse :ACTINOPTERYGII

Ordnung: CYPRINIFORMES

Unterordnung: CYPRINOIDEI

Fam: CYPRINIDAE

Die Cypriniden leben in Süßwasser, ihr Körper ist mit Cycloid-Schuppen bedeckt. Ihre Flossenstellung ist ganz normal: zwei Braust- und zwei Bauchflossen, eine Afterflosse und eine Rückenflosse über der Region der Bauchflossen. Kiefer, Gaumen und Zungenbein sind zahnlos. Charakteristisch sind die unteren Schiundknochen, die mit ein bis drei Reihen langer hohler Zähne bewaffnet sind. Die Fische leben von Pflanzen, weswegen sie sich meistens in den Jünger-tertiären Süßwasserformationen mit reichlichen Pflanzenreihen finden. Meisten drei Kiemenhautstrahlen und Barbfäden.

Genus: **Leuciscus** (KLEIN) CUVIER, 1817

Keine Barbfäden. Die Rücken und Bauchflossen sind klein und kurz. Die Schlundzähne stehen in zwei Reihen an der Spitze und sind stark hakenförmig gekrümmt.

Typus Art: *Leuciscus oeningensis* AGASSIZ

I. *Leuciscus papyraceus* (BRONN) AGASSIZ, 1832

1832 — *Leuciscus papyraceus* Agassiz, N. Jb. Miner., p. 132

Die Körperlänge des Fossils mit Schwanz beträgt 99 mm, die Körperhöhe am Anfang der Dorsalis 20 mm. Von der Analis bis zum Schwanzende 50 mm, vom Kopf bis zur Analis 49 mm, die Kopflänge 22 mm und die Kopfhöhe 15 mm.

Das Maul ist oberständig, die Maulspalte klein und zahnlos. Die Orbita hat einen Durchmesser von 5 mm und ist rund. Die Kopfknochen sind sehr schlecht erhalten, aber unter dem Operculum liegen 3 Kiemenhautstrahlen.

Die ca. 33 Wirbel sind ebenso lang wie hoch, 17 von ihnen gehören zum Caudalteil. Ihre Apophysen sind sehr fein und kurz. Die 12 sehr feinen Rippen reichen nicht bis zur Bauchkante.

Die Dorsalis liegt in der Mitte des Körpers und hat 1.8 sehr feine Strahlen. Die Analis befindet sich unter der Mitte der Dorsalis und hat 1.9 feine Strahlen. Die Ventralis liegt unter der Dorsalis und enthält 8 Strahlen. Die Pectoralis liegt hinter dem Operculum und zeigt ca. 16 Strahlen. Die Formel für die Caudalis lautet so weit ersichtlich II. 10-10.II. Die Schuppen sind nicht erhalten.

Vergleich. — In ihren Körperproportionen und der Anzahl der Flossenstrahlen stimmen die Exemplare mit *Leuciscus papyraceus* bei Agassiz überein. Die Zahl der Caudalstrahlen, bei Agassiz 1.16-17.I, ist bei unseren Stücken niedriger, vielleicht durch den Erhaltungszustand bedingt. Die Kopflänge ist wie *L. papyraceus* 1/5 der Körperlänge. Unser Exemplar zeigt sehr wenige Knochenreste, fast nur Abdrücke. Mit grosser Wahrscheinlichkeit liegt *Leuciscus papyraceus* vor. Die Art ist sehr nahe verwandt mit *Leuciscus leuciscus* (L), die heute noch lebt.

Material. — 5 Exemplare, davon 3 vollständige Abdrücke; Taf. I, Fig. 1-3.

Vorkommen. — Küçükderbent Formation.

2. *Leuciscus colei* MEYER, 1848

1848 — *Leuciscus colei*, H. von Meyer, N. Jb. Miner., pp. 425-426

Das hier beschriebene Exemplar ist das kleinste Fundstück. Die Körperlänge beträgt ca. 70 mm, die Körperhöhe 15 mm, die Kopflänge 20 mm, die Kopfhöhe 15 mm.

Der Kopf hat einen vorstehenden Unterkiefer. Die Maulspalte ist schräg gestellt und klein. Die Orbita ist 5 mm lang und liegt im oberen Teil des Kopfes. Unter der Operculum liegen 3 Kiemenhautstrahlen.

Die Wirbel kann man nicht vollständig zählen, weil in der Mitte der Caudalteil fehlt. Die Wirbel sind ebenso lang wie hoch; 16 von ihnen gehören zum Abdominalteil. Die 12 Paare sehr feiner Rippen reichen bis zur Bauchkante.

Die Dorsalis liegt in der Mitte des Körpers und hat 1.9 sehr feine Strahlen. Die Analis befindet sich hinter der Dorsalis. Ihre Strahlen sind nicht zählbar, wohl aber die 9 Träger. Die Ventralis liegt unter der Dorsalis und enthält 7 Strahlen. Hinter dem Operculum liegt die Pectoralis mit 14 sehr feinen Strahlen. Die Schwanzflosse fehlt. Die Schuppen sind nicht zu sehen.

Beziehungen.— Vorliegende Art entspricht in Körperform und der Anzahl der Flossen *Leuciscus colei*. Diese Species ist verwandt mit *Leuciscus papyraceus* aus der Papierkohle des Siebengebirges, aber aus folgenden Gründen davon verschieden: Bei *L. papyraceus* nimmt die Körperlänge ein Fünftel, bei *L. colei* ein Viertel der Körperlänge ein. Bei *L. papyraceus* hat die Pectoralis 16 Strahlen, bei *L. colei* 14 Strahlen.

Material. — 2 unvollständige Stücke, Taf. II, Fig. 2.

Vorkommen.— Küçükderbent Formation und Gedikler Üyesi.

3. *Leuciscus heterurus* AGASSIZ, 1832

1832 — *Leuciscus heterurus* Agassiz, N. Jb. Miner., p. 132

Die Körperlänge des Fossils ohne Kopf beträgt 90 mm, die Körperhöhe unter der Dorsalis 24 mm. Der Kopf ist nicht vorhanden.

Die ca. 34 Wirbel sind ebenso lang wie hoch; 16 von ihnen gehören zum Caudalteil. Ihre Apophysen sind lang und dornig. Die 12 kräftigen Rippen reichen bis zur Bauchkante.

Die Dorsalis liegt in der Mitte des Körpers und hat 1.9 Strahlen. Die Analis befindet sich in der Mitte der Dorsalis und hat 1.9 Strahlen. Die Ventralis liegt etwas vor der Dorsalis. Ihre Strahlen sind nicht zählbar. Von der Pectoralis ist nichts zu sehen. Die Formel für die Caudalis lautet 6.1.9-8.1.5.

Vergleich. -- Die beobachteten Merkmale sprechen für eine Zuweisung des Fossils zu *Leuciscus heterurus* Agassiz.

Material. — 1 Exemplar auf Platte und Gegenplatte ohne Kopf. Taf. II, Fig. I.

Vorkommen — Küçükderbent Formation und Gedikler Üyesi.

4. cf. *Leuciscus* sp. indet

Von Muratdağı liegt verstreute Knochenreste eines Fisches auf Platte und Gegenplatte vor. Eine Gattungs- und Artsbestimmung ist nicht möglich. Wahrscheinlich liegt *Leuciscus* vor.

## STRATIGRAPHISCHE VERBREITUNG DER ARTEN

*Leuciscus papyraceus* wurde erstmals in der Braunkohle des Siebengebirges, im Oberoligozän beschrieben. *L. coleii* wurde aus dem Unter-Miozän von Wälsch, nördliches Böhmen (CSSR) bekannt. *L. heterurus* wurde zuerst aus dem Ober-Miozän von Oeningen, Baden-Württemberg, bekannt. Alle drei Arten kommen jedoch auch im Ober-Miozän von Çanakkale, Dardanellen vor (Rückert-Ülkümen, 1960, İstanbul, pp. 92-99). Für ein Ober-Miozänes Alter der Fundschichten von Uşak und Muratdağı, wohin sie die eingangs genannten Geologen einstufen, sprechen auch die paläobotanischen Befunde.

Manuscript received April 2, 1977

## LITERATURVERZEICHNIS

- AGASSIZ, L. (1833-1843): Recherches sur les poissons fossiles. Vol. 5, tabl. 59, pp. 28-30.
- BASSANI, F. (1880): Appunti su Alcuni Pesci Fossili d'Austria e di Württemberg. *Attidella Societa Veneto-Trentina di Scienze Naturali*, residente in Padova, Vol. VII, fasc. I, tav. VIII, pp. 83-84, Padova.
- BONOMI, I. (1896): Contributo alla conoscenza dell'ittiofauna miocenica di Monsaino. *Rivista Italiana di Paleontologia*, anno II, fas. IV, p. 230, tav. V, fig. 8, Bologna.
- KRAMBERGER, D. & GORJANOVIC (1878-1880): Beiträge zur Kenntnis der fossilen Fische der Karpathen. *Palaeontographica*, Bd. 26, Cassel.
- (1880): Die fossilen Fische von Wurzenegg bei Prassberg in Steiermark. *Jb. k. k. geol. Reichsanstalt*, 30, pp. 565-572, Wien.
- (1882): Die jungtertiäre Fischfauna Croatiens. I-II. Beitr. Paläont. Cesterr. -Ung. u. Orients, 1, S. 86-135, Wien. 3, S. 65-85, Wien.
- (1891): Palaeoichthyološki prilozii, Dio II. *Prestampano iz CVI. knjige Rada Jugoslavenske Akademije Znanosti i Umjetnosti*, U Zagrebu.
- LAUBE, G. C. (1901): Neue Schildkröten und Fische aus der Böhm. Braunkohlenformation. *Abhandlungen des deutschen naturwissenschaftlich-medizinischen Vereins für Böhmen*. «Lotos», Bd. II, S. 20, Taf. III, Fig. 3, Prag.
- LUCAS, F.A. (1901): A new fossil Cyprinoid, *Leuciscus turneri*, from the Miocene of Nevada. *Proceedings of the United States National Museum*, vol. 23, p. 333, pl. VIII, Washington.
- MEYER, H. (1852): Beiträge Naturgeschichte der Vorwelt. *Paläontographica*, Bd. II, Taf. XII, Fig. 2, 3.
- (1856-1858): Neuer Beitrag zur Kenntnis der fossilen Fische aus dem Tertiärthon von Unter-Kirchberg.
- (1848): Die fossilen Fische aus den Tertiären Süßwasser-Gebilden in Böhmen. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefakten-Kunde*.
- RÜCKERT-ÜLKÜMEN, N. (1960): Tertiäre Fische aus Thrakien und Dardanellen (Türkei), *ist. Univ. Fen. Fak. Mecm. Seri B*, cilt 28, sayı 1-2.
- TROSCHL (1854): Verhandlungen des naturhistorischen Vereins der preussischen Rheinlande und Westphalens. II Jahrg. Taf. II, Fig. 2.

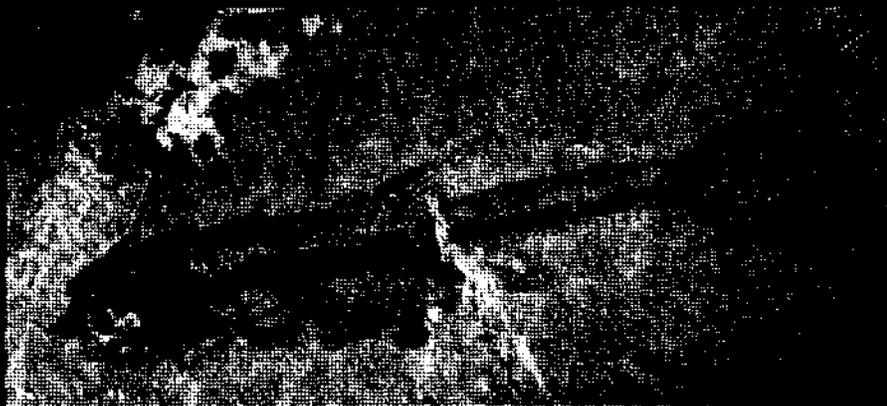
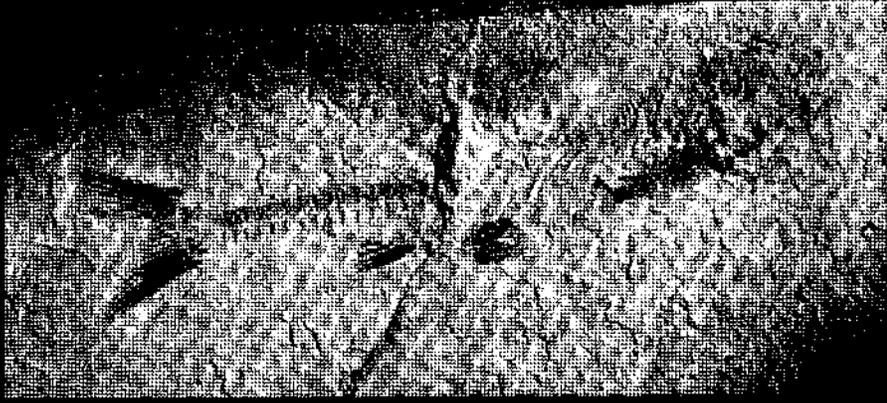


Fig. 1-3 - *Leuciscus papyraceus* Agassiz  
x 1/1. Küçükderbent Formation.



Fig. 1 - *Leuciscus heterurus* Agassiz  
x 0,84. Küçükderbent Formation.

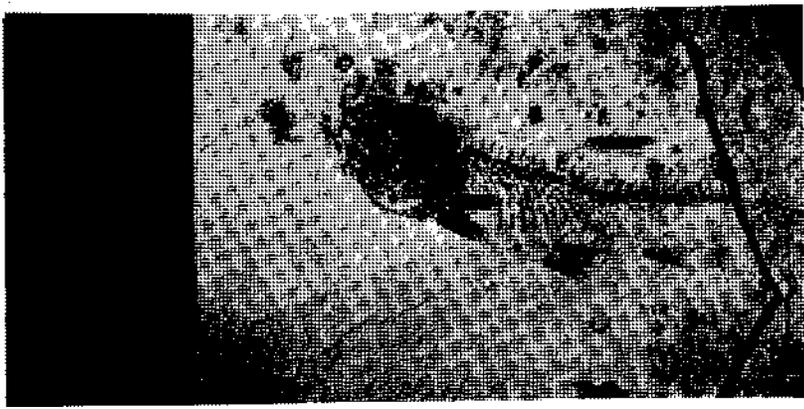


Fig. 2 - *Leuciscus coliei* Meyer  
x 1/1. Küçükderbent Formation.

# LES DEUX TYPES DE SOUBASSEMENTS PALEOZOIQUES DANS LA COUPOLE DE KARACAHISAR (REGION D'ISPARTA, TURQUIE) ET LEUR SEPARATION PAR UN ACCIDENT ANTE-TRIASIQUE

Jean Francois DUMONT

*Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*

RESUME. — Deux soubassements paleozoïques différents et non correlables stratigraphiquement sont juxtaposés dans la coupole de Karacahisar. Le double accident tectonique qui les sépare actuellement s'amortit latéralement dans la couverture mesozoïque commune qui les recouvre. Le rapprochement tectonique de ces deux séries paleozoïques différentes serait du au jeu d'un accident antérieur à la transgression mesozoïque.

## I. CADRE GEOLOGIQUE

La «coupole de Karacahisar» (M. Blumenthal, 1963) est une vaste structure anticlinale complexe localisée près de la bordure orientale de la courbure d'Isparta, au Nord du golfe d'Antalya. Cette structure appartient au bati taurique autochtone sur lequel ont été charriées les nappes d'Antalya (J.H. Brunn et al., 1971).

La coupole de Karacahisar est formée par une enveloppe de terrains mesozoïques (Trias à Senonien) qui recouvre trois zones anticlinales ou affleurent des formations paleozoïques. Ces dernières permettent de caractériser deux types de soubassements qui diffèrent par leur série stratigraphique: le soubassement de type «Sarıçiçek» dans la partie centrale de la coupole, le soubassement de type «Bozburun» dans les parties centrales et orientales (en 1 et 2 sur la Figure 1).

## II. RAPPEL STRATIGRAPHIQUE

Les terrains paleozoïques de la coupole de Karacahisar ont fait l'objet de publications antérieures (J.H. Brunn, 1971; J.F. Dumont, 1972; J.F. Dumont & M. Lys, 1973), mais il est nécessaire d'en rappeler synthétiquement les caractères essentiels.

Le soubassement paleozoïque du Sarıçiçek, dans l'anticlinal du même nom (Fig. 2), montre au plus bas une série pelitico-greaseuse très monotone et visible sur plus de 2000 m: les schistes du Sarıçiçek. Ces schistes sont recouverts en concordance apparente par la série de Kocaosman dans laquelle trois parties ont été distinguées. Au bas des grès et quartzites polychromes à stratifications entrecroisées (100 m) sont suivis en continuité par la partie médiane qui comprend successivement des dolomies noires, des schistes, des calcaires noirs, des diabases, des calcschistes noduleux à fragments de Trilobites du Cambrien moyen (J.F. Dumont, 1972) et des dolomies noires, le tout ayant environ 400 m de puissance. La partie supérieure est uniquement schisto-greaseuse (100 m). Les parties inférieure et moyenne sont comparables à des séries décrites en de nombreux endroits des Taurides (İ. Ketin, 1966; W. T. Dean & O. Monod, 1970; N. Özgül, 1973). Les schistes du Sarıçiçek et la série de Kocaosman sont nettement épimetamorphiques.

Le soubassement de type Bozburun affleure dans un autre anticlinal qui culmine au Gökdağ (2222 m), et sur les pentes du Dipoyraz Dağ (2993 m). Il comprend aussi deux grands ensembles. En bas la puissante série des schistes pélitiques du Bozburun, dans laquelle sont intercalés de nombreux sills de diabase, et au-dessus, reposant en discordance angulaire sur les schistes et les diabases, une série carbonifère dans laquelle on distingue trois formations (J.F. Dumont & M. Lys, 1973). La formation d'Orbucak (jusqu'à 100 m d'épaisseur) assure la transgression et contient successivement des conglomérats, des grès et des schistes gréseux. Suivent en continuité les calcaires du Gökdağ (150 m) avec des niveaux datés du Viséen moyen et supérieur. Les grès de Karlık (jusqu'à 100 m) couronnent la série carbonifère et contiennent des niveaux datés du Bachkirien supérieur. Cette série carbonifère, et notamment l'épisode intermédiaire des calcaires du Gökdağ, se retrouve en plusieurs endroits du Taurus occidental (N. Özgül, 1973; O. Monod, communication orale).

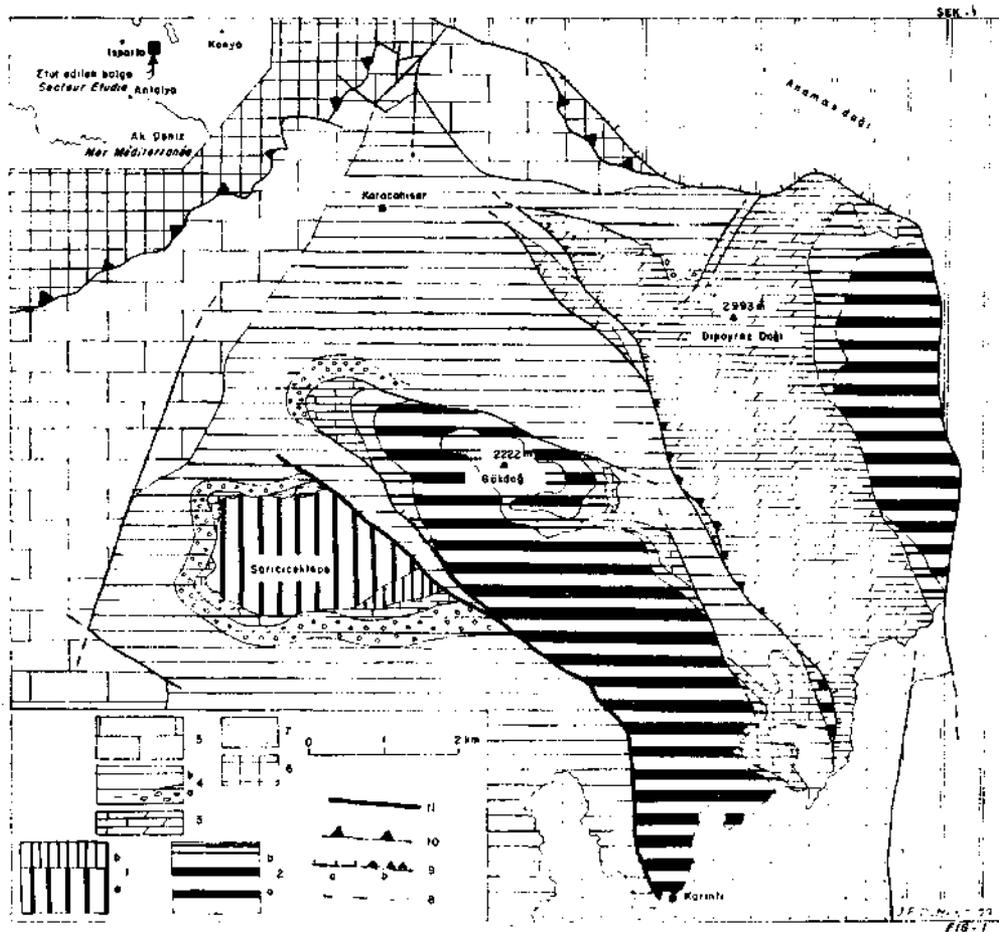


Fig. 1 - Schéma géologique de la coupole de Karacahisar.

1 - Soubassement de type Sarıciçek: (a) schistes du Sarıciçek, (b) série de Kocaosman (Cambrien); 2 - Soubassement de type Bozburun: (a) schistes et diabases du Bozburun, (b) série du Gökdağ (Viséen-Bachkirien); 3 - Calcaires de l'Hacılyas et dolomies du Dipoyraz (Aniso-Ladinien); 4 - Formation de Kasımlar (Carnien): (a) conglomérats de Köseköy à la base, (b) shales de Kasımlar; 5 - Série carbonatée mésozoïque (Norien à Sémonien); 6 - Nappes d'Antalya; 7 - Conglomérats de Kesme (Miocène); 8 - Failles normales; 9 - (a) failles inverses, (b) chevauchements; 10 - Contact de charriage des nappes d'Antalya; 11 - Accident de Karılık.

Le métamorphisme des schistes du Bozburun est à la limite de l'anchizone et la série carbonifère sus-jacente semble ne pas être métamorphique.

Une faible discordance, révélée par la cartographie (Fig. 1), amène la transgression mésozoïque à reposer sur différents niveaux des séries paléozoïques sous-jacentes. La transgression débute à l'Anisien et avec des faciès carbonates sur chacun des deux soubassements paléozoïques. L'épaisseur des formations carbonatées du Trias moyen et en partie supérieur varie de 150 m dans la partie SW où elles recouvrent le soubassement de type Sariçiçek, jusqu'à 700 m dans la partie orientale où elles recouvrent le soubassement de type Bozburun. Mais de nombreux détails bio et lithostratigraphiques permettent d'établir des corrélations entre ces différentes parties de la coupole (Fig. 2). Les terrains stratigraphiquement plus élevés, la formation de Kasimlar (shales et conglomérats) et les carbonates du Mésozoïque moyen et supérieur forment une enveloppe continue sur la bordure septentrionale de la coupole.

### III. ABSENCE DE CORRELATION STRATIGRAPHIQUE ENTRE LES SOUBASSEMENTS PALEOZOÏQUES

Il n'y a pas de niveau stratigraphique commun aux deux types de série paléozoïque. Il n'existe donc aucun argument stratigraphique pour corrélérer à si faible distance ces deux ensembles. Du point de vue structural on observe une très faible discordance cartographique entre le soubassement du Sariçiçek et la couverture triasique, alors qu'une importante discordance angulaire anté-carbonifère apparaît dans le soubassement de type Bozburun, ce qui accentue encore les distinctions entre les deux types de soubassements.

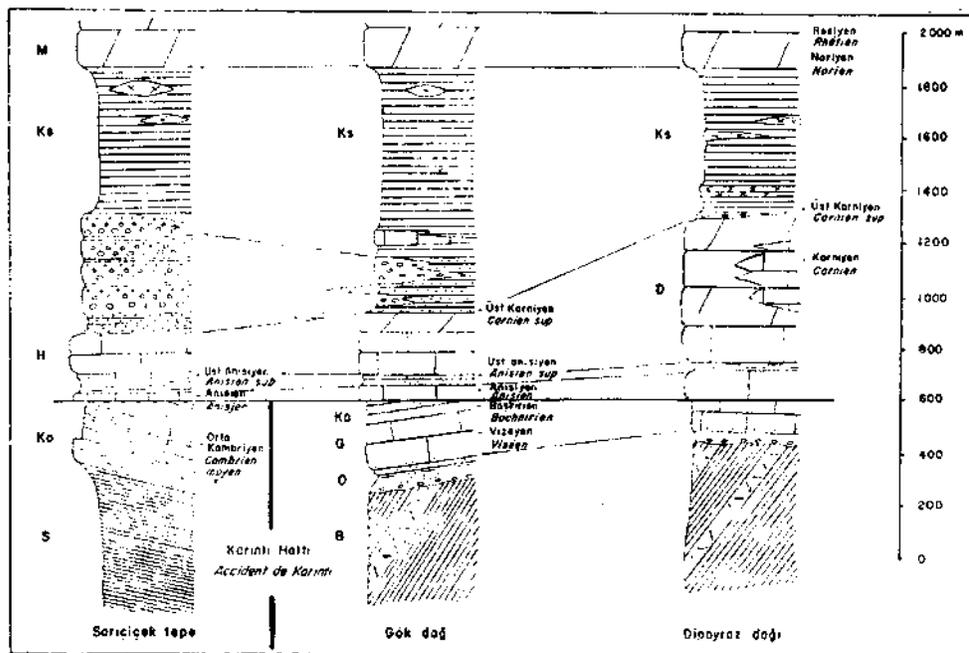


Fig. 2 - Schéma de corrélation des séries paléozoïques et des formations triasique.

S - schistes de Sariçiçek; Ko - série de Kocaosman (Cambrien); B - schistes et diabases du Bozburun; O - grès d'Orbucak; G - calcaires du Gökdağ (Viséen moyen et supérieur); Ka - grès de Karlık (Bachkirien); H - calcaires de Hacılıyas (Aniso-Ladinien); D - calcaires et dolomies du Dipoyraz (Ladino-Carnien); Ks - shales de Kasimlar (Carnien sup.); M - dolomies de Menteşe (Norien).

#### IV. LE DISPOSITIF STRUCTURAL

La Figure 1 montre que le soubassement du Sarıçiçek est actuellement séparé du soubassement de type Bozburun par un accident tectonique chevauchant du NE vers le SW, simple au Sud et se dédoublant vers le Nord: l'accident de Karıntı. La branche SW de l'accident de Karıntı tronque l'anticlinal du Sarıçiçek, alors que la branche NE s'amortit vers le Nord sur la terminaison péri-anticlinale du Gökdağ, mais tronque cet anticlinal de plus en plus nettement vers le Sud. Ces deux branches de l'accident de Karıntı pincent entre les deux soubassements paléozoïques une étroite bande de terrains triasiques, mais au delà vers le NW elles s'amortissent dans la couverture mésozoïque décrite ci-dessus. Ce dispositif est le fait d'accidents alpins dont l'ampleur semble insuffisante pour expliquer les différences des soubassements paléozoïques. C'est pour cela que je pense que ces accidents alpins ont en fait rejoué sur une ligne d'accident beaucoup plus ancienne.

#### V. VRAISEMBLANCE D'UN ACCIDENT ANCIEN

Les faits essentiels sont les suivants: la couverture mésozoïque de la coupole de Karacahisar forme une enveloppe continue dont les niveaux les plus bas, superposés à deux soubassements paléozoïques différents, sont corrélables et de faciès assez constant. Les soubassements paléozoïques sous-jacents appartiennent à deux types qui montrent des successions stratigraphiques et une histoire structurale totalement différentes.

A partir de ces données je formulerai l'hypothèse d'un accident ancien responsable du rapprochement tectonique des deux soubassements paléozoïques différents, antérieurement à la transgression triasique. La fourchette d'âge pour le jeu de cet accident est post-Bachkiriens supérieur, niveau daté le plus récent des soubassements paléozoïques, et anté-Anisien, niveau daté le plus bas de la transgression mésozoïque. Il est possible que des rejeux se soient poursuivis jusqu'au Trias supérieur, comme peuvent le suggérer les importantes variations d'épaisseur dans les épisodes carbonates et conglomératiques de la partie inférieure de cette transgression mésozoïque.

L'accident de Karıntı affecte un domaine où aucune tectonique anté-mésozoïque n'a jusqu'à présent été identifiée. Mais un rapprochement peut être établi avec les phénomènes de fracturation qui ont déjà été mis en évidence entre le Permien et le Scythien, sur le bord de la plateforme africaine, dans des terrains qui sont actuellement en position allochtone (O. Monod et al, 1974; J. Marcoux, 1976). Il reste néanmoins difficile actuellement de préciser la nature du jeu ancien de l'accident de Karıntı.

#### VI. L'ACCIDENT DE KARINTI ET LA COURBURE D'ISPARTA

La présence de l'accident de Karıntı permet de poser le problème de l'homogénéité structurale de la courbure d'Isparta au niveau des soubassements anté-triasiques. L'accent a déjà été mis (O. Monod, 1976) sur les différents blocs autochtones qui participent à l'agencement structural de la courbure, en montrant notamment les différences qui interviennent parfois au niveau des soubassements paléozoïques (blocs d'Afyon et du Sultandağı entre autre). L'exemple de l'accident de Karıntı montre que cette division est peut-être ancienne, et possiblement en relation avec la période de fracturation de la bordure de la plateforme africaine, durant les premiers stades de la distension néo-téthysienne.

## BIBLIOGRAPHIE

- BLUMENTHAL, M. (1963): Le système structural du Taurus sud-anatolien. In Livre à la Mém. Prof. Paul Fallot., t. II, pp. 611-652, Paris.
- BRUNN, J.H. et al. (1971): Outline of the geology of the western Taurids. In *Geology and History of Turkey*, A.S. Campbell edit., pp. 225-255, Tripoli.
- DEAN, W.T. & MONOD, O. (1970): The lower paleozoic stratigraphy and faunas of the Taurus mountains near Beyşehir (Turkey). *British Museum (Nat. Hist.) Bull., Geology*, v. 19, n°8, 411-426.
- DUMONT, J.F. (1972): Découverte d'un horizon du Cambrien à Trilobites dans l'autochtone du Taurus de Pisidie, région d'Eğirdir, Turquie. *C.R. Ac. Sci.*, t. 274, pp. 2435-2438.
- & LYS, M. (1973): Description de la série carbonifère du Gökdağ (Viséen-Bachkiren) située dans l'autochtone du Taurus de Pisidie, Göller Bölgesi, Turquie. *Congress of Earth Sciences, 50<sup>th</sup> Ann. of Turkish Republic*, Ankara.
- KETİN, İ. (1966): Cambrian outcrops in Southeastern Turkey and their comparison with the Cambrian of East Iran. *M.T.A. Bull.*, no. 66, pp. 77-89, Ankara.
- MARCOUX, J. (1976): La fracturation de la plateforme scythienne et les stades initiaux du développement de la Téthys alpine en méditerranée orientale. *Quatrième réunion des Sciences de la Terre*, Paris.
- MONOD, O.; MARCOUX, J.; POISSON, A. & DUMONT, J.F. (1974): Le domaine d'Antalya, témoins de la fracturation de la plateforme africaine au cours du Trias. *Bull. Soc. Geol. France*, (7), XVI, pp. 116-125.
- MONOD, O. (1976): La courbure d'isparta, une mosaïque de blocs autochtones surmontés de nappes composites à l'extrémité de l'arc dinaro-taurique. *Bull. Soc. Geol. France*, (7), XVIII, pp. 521-532.
- ÖZGÜL, N. et al. (1973): Cambrian-Tertiary rocks of the Tufanbeyli region, eastern Taurus, Turkey. (Abstract). *Bull. Geol. Soc. Turkey*, vol. XVI. p. 82, Ankara.

# THE METHODOLOGY OF PHOTO INTERPRETATION OF MASS MOVEMENTS WITH SPECIAL REFERENCE TO THE SPANISH PYRENEES, TREMP, NORTHERN SPAIN\*

Murat AVCI

*University of IFE, ILE-IFE, Department of Geology, Nigeria*

**ABSTRACT.** — This paper is concerned with an evaluation of the use of geotechnical methods for examining and predicting the development of unstable areas by means of aerial photographs carried out in the Tremp Basin, Northern Spain. The aerial photographic identification criteria of a mass movement is a landform deformation. The aerial view of this geometrical media gives invaluable information when examined under the stereoscope. It enables reduction of time and effort spent in the field and gives an insight into certain problems unapproachable within the time available from a field study. Through the recognition and delineation of airphoto pattern areas (geotechnical units), it has been possible to select the typical unstable areas for detailed investigations. The severe problems in the area occurred, mainly along the boundary of two susceptible formations between Paleocene Red Marls (Tremp Formation) and intensely jointed compact Eocene limestones, resulting in the spectacular case of instabilities. The Quaternary deposits, where they cover the Paleocene Red Marls, have also been encountered in the hazardous slope failures.

## **INTRODUCTION**

The area under investigation is located within the province of Lerida (Northern Spain) about one hundred kilometers north of the provincial capital (Fig. 1). The River Pallaresa is the main river in the area running down to the south through the Pyrenees. The River Conques and River Rucos are the main tributaries draining the basin into the Pallaresa. The Tremp Basin which occupies the main part of the study area is in the southern slopes of the Pyrenean mountains and has a surface area of about 200 sq. km. Erosional processes, including mass movements, affect most of the rock formations and rejuvenate the morphology of the area. The recent geodynamical factors show important developments to be studied within the framework of any engineering project in order to ensure adequate soil conservation and protection of the construction works and structure. The aerial photographic studies, backed with the geotechnical methods, greatly assist in recording the geodynamical processes and to predict their future development.

## **GEOLOGICAL SETTING**

There is an east-west trend of all geological formations resulting from the Pyrenean orogeneses. The oldest rock formation in the area is the Middle Cretaceous crystalline limestones having relatively high relief because of its high resistance to erosion. The Upper Cretaceous soft marls and marly sandstones conformably overlie the Middle Cretaceous. The extensive Paleocene Red Marls (Tremp Formation) cover most of the area. These marls are highly plastic

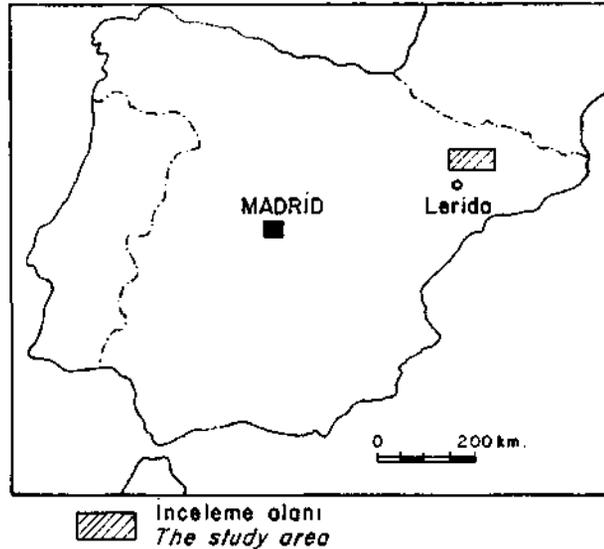


Fig. 1 - The location map of the study area.

and have a low resistance to erosion. For this reason, they are always found in the lower parts or on the slopes. The whole Eocene stratigraphy is represented in the area. They are well-stratified and densely jointed, compact limestones which are also interbedded with dark gray plastic marls. The boundary between Paleocene and Eocene is sharp and distinctive. During the Quaternary period different climatic regimes resulted in the formation of different landforms and in the deposition of materials.

#### AIRPHOTO INTERPRETATION METHODS

Aerial photographs have been very useful in establishing the paleomorphological development which led to the acquisition of a complete picture of the landforms of the area. This is because they allow the interpreter to have a general view of several landforms simultaneously and consequently to make comparisons and establish a morphogenetic relationship between them (Avci, 1977).

Twenty-four black and white panchromatic aerial photographs were used at a scale of 1:30,000 in the laboratories to carry out the preliminary survey. The detailed study was concentrated on an area covered by twelve photographs. The other photographs were used only for establishing the general morphogenetic relationship of specific landforms with their surrounding areas.

Both the preparation of a photomosaic and the preliminary examination of the photographs led to the compilation of geotechnical units of the area. These units are the ordinary geological units with their recurring surface parameters which complemented by erosional processes, developed upon the rock type. Thethick and extensive superficial materials over the same geological unit produce a different geotechnical unit (Photo 1, Unit C), because they

play an important role from the geotechnical point of view. In the area a number of examples were observed covering the Paleocene Red Marls which encountered numerous instability conditions. Each unit displays a different pattern and is easily recognised and delineated through the photographic densities (Photo 1).

After the recognition and delineation of geotechnical units a more detailed interpretation of each unit was carried out using the stereomodel primarily to conform and finalize the boundary-of the geotechnical units and secondarily to acquire information about the erosional processes and the types of instability conditions in each unit. At the end of this preliminary interpretation it has been possible to devise a sampling scheme to select the typical unstable areas for detailed observations. It is mainly based on the characteristic terrain attributes which made it possible to avoid working in areas of similar unstable conditions.

Within the sample areas special attention was concentrated along the valleys, erosional scars, gullies and badlands using maximum optical magnification, to provide measured parameters of sampled instability features. There were some features which were not clear enough for significant identification at the scale of 1:30,000. For this reason, two-times enlargement of these photographs, for the sampled areas, were made to improve the interpretability of the smaller features (Photo 2 and 3). The result was extremely useful to the extent that it had been possible to detect some aspects of the causes and mechanisms of each visible instability. It showed that a mass movement is a landform deformation which sticks to the eye of the interpreter in stereomodel; that is, it is an anomaly within a valley or on any landform (e.g. an abrupt cut off the side of a hill or an interfluvium). From the interpretation of various mass movement types it was concluded that a mass movement in stereomodel, in most cases, occurred as the unit displacement of a mass. This mass was removed from a part of the earth resulting in a void and an irregular hummocky surface which appeared below a distinctive scar accumulated at the end of a sliding way. As a result, the terrain pattern and land-use-vegetation will show a sharp change, in which case it is reflected in the photographic densities (Ta liang & Belcher, 1958).

This massive displacement will deform the landforms in different geometry and form in different geotechnical units such as flow, slide and fall controlled by the material, rock type, slope angle and geological situation. The geometry of these media is effectively identifiable from the aerial photographs due to their three-dimensional significance in stereovision. It is mostly because of this significance that the color aerial photographs have no superiority over the black and white photographs in mass movement investigations.

The creep, the imperceptible mass movement phenomenon, which has no significant aerial photographic indications, has been inferred on the basis of the undulated, bulging and ruptured morphology of the slopes and mottled dark gray photo tones. A dark photo tone is usually the indication of a high moisture content which is one of the important agents to induce the creep in the soil. During the field work in the area it was proved that the dark photo tone together with proper slope conditions indicated the existence of creep. However, infrared color aerial photographs may be more useful in identification of creeps, solifluction and the tension cracks (Norman et al., 1975).

In conclusion, each instability type portrays a particular configuration in photographic imagery. Their interpretation is basically concerned with making inferences and deductions from the geometrical attributes of landforms and gray tone levels appearing in the stereoscopic image (Table 1).

**Table 1 - The type of mass movements and their photographic characteristics with other relevant information found in the area**

Type	Photo characteristics	Probable causes identified from the aerial photographs	Geotechnical description	Material and geology
Slump	Characterized with its two directional cylindrical scar and stepped parallel ridges with a backward inclination to it. They show distinctive topographic anomalies and also reflected in photo tones.	Removal of the lateral support at the toe of the slope by natural erosion or artificial excavation.	Rapid downward movement of poorly consolidated earth mass with a cylindrical slide surface on a horizontal axis parallel to its scar. Commonly occurs in the materials of possessing the isotropic shear strength.	Regularly stratified poorly consolidated rock formations.
Slab slide	They are characterized by the sudden change in the bedding surface which also reflects in the gray tone levels. The slide bed usually spread in the end of the sliding ways.	The removal of the support of the slide slab at the toe in the inclined edge of the beds.	Sliding of a rock bed parallel to bedding plane. Common when hard and permeable rock beds overlying the marls.	Inclined, stratified sandstone or limestone marl intercalated rock formations.
Rock fall	Mostly associated with steep rock faces of massive formations. The talus formation and individual rock blocks are also identifiable at the foot of the slope.	Production of overhanging rock walls by the removal of the underlying soft layers.	Free falling rock blocks of various size from the overhanging slopes.	Resistant and jointed rock layers intercalated with soft layers and/or a hard layer overlying soft erodable marls.
Rock avalanche	It shows an irregular steep detachment scar. The detached debris form an irregular fragmentary pattern of accumulated boulders. It is also reflected in the photographic densities.	The removal of the support of the blocky formation by retrogressive gulley erosion and the existence of overhanging rock slopes.	The cumulative rock fall from the jointed limestone walls interbedded with soft plastic marls. Detachment surfaces are the predisposed joints.	Stratified, compact limestone with dislocation planes interbedded with marls.
Earth flow	They resemble glacier flows forming a lobe-shaped bulge at the foot of the slope. They show large scarp when superficial. The flow is also well visible in the gray tone levels when especially fresh.	The overloaded slope and high water content inferred by the gray tone levels. And gulley erosion at the foot of the slope	They usually occur in debris material and unconsolidated marls. Initially it may start as a slump afterwards transferred to earthflow by adopting themselves predetermined topography. They were mainly triggered by excessive water.	Thick debris material and unconsolidated pelitic formations.
Mud flow	They are more extensive and show lighter gray tones with larger bulge compared to earth flows. The old mudflows outlined by land use and other environmental factors.	Excessive water.	Mudflows are usually the retransportation of slide masses or the other loose materials by excessive water.	Any debris material.
Creep	No significant photographic characteristics. Inferencible on the basis of bulging and ruptured morphology of slopes with dark photographic densities.	Detection of colluvial slope with its irregular surface morphology and undermining at the foot of the slope.	The imperceptible movement of superficial material which usually does not exceed the thickness of the material. The movement initiated due to the different physical characteristics of the creeping layer leading to a long-term plastic deformation.	Soil and rock fragments over the marl formation with a slope of 15°.

**TYPE OF INSTABILITIES OBSERVED IN THE AREA**

At the end of the laboratory analysis of the aerial photographs a series of preliminary maps and diagrams were compiled which were subsequently taken to the field. The result of the field work has shown that, in most cases, the field observations confirmed the information obtained in the laboratory. Most of the significant landslides for mapping were interpreted directly from the aerial photographs which date from 1957. During the fourteen years since the aerial photographs were taken, there has been a considerable amount of slope destruction as a result of mass movements which were recorded during the field work.

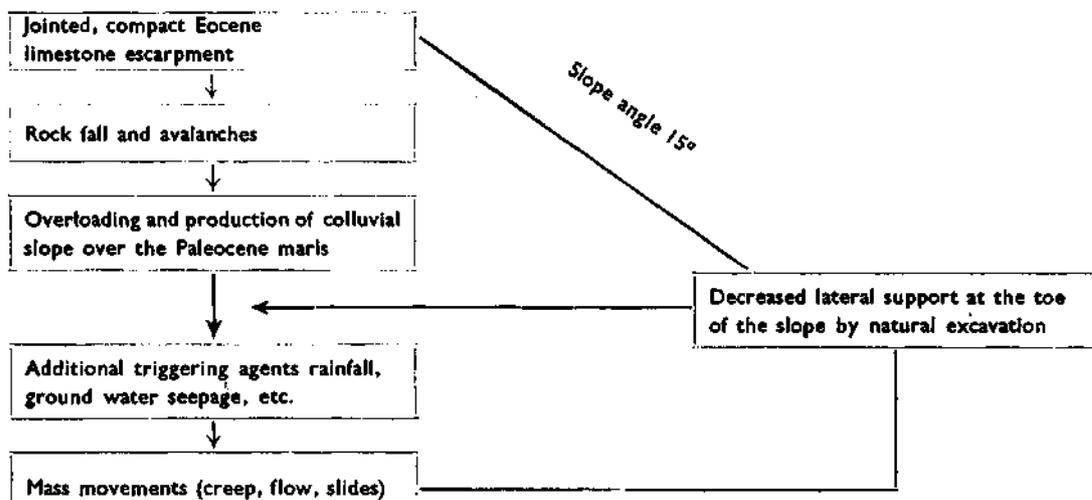
After the field work a comparative analysis of all the information and reinterpretation of the aerial photographs was carried out to compile the geotechnical map (Fig. 7).

Four instability conditions were selected as typical for a detailed study. There are several geological and geomorphological factors in the creation of these instabilities occurring in the area. These are as follows:

1. Instabilities in superficial materials.
2. Instabilities between Eocene limestones and Paleocene Red Marls.
3. Instabilities within the Paleocene Red Marls.
4. Instabilities in the permeable and impermeable intercalated layers.

The first three situations are closely related processes which circulate within a peculiar area (Photo 3 and Fig. 2). The development of these instabilities is shown in the flow chart below.

**Instability development chart of the area**



### GEOTECHNICAL EXPLANATION

The Eocene limestones are compact, intensely jointed and also marl intercalated rocks (Photo 4). The infiltration of water, through the joints, during the heavy rainfalls expands the intercalated plastic marls and disturbs the stability of the unit. The underlying formation consists of the Paleocene Red Marls which are easily eroded and removed. As a result the blocks of jointed Eocene limestone fall down and/or, if the zone of instability is large, rock avalanches occur along the Eocene-Paleocene contact (Photo 5). This fragmentation from Eocene limestone escarpment overloads the Paleocene Red Marls and produces a colluvial slope by accumulating a variable thickness (approximately 2-4 m) of colluvial material. These are light gray, clayey silt with angular gravels and blocks, and boulders of the Eocene limestones. The laboratory analysis of a representative sample from the matrix of this materials yielded a high moisture content (43 %) and a high plasticity (39 %).

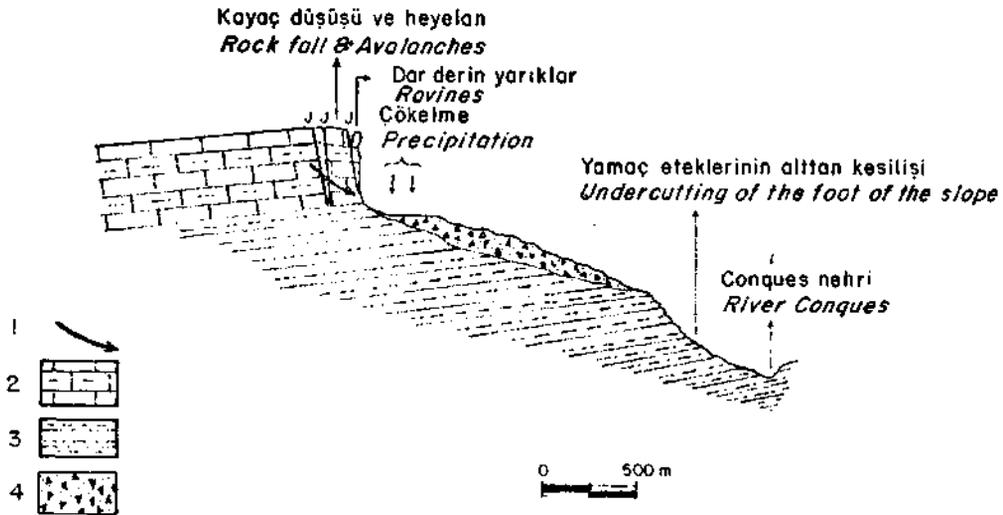


Fig. 2 - Factors affecting the instability conditions prevailing between the Eocene limestone-marl and Paleocene Red Marls.

1 - Ground water; 2 - Limestone-marl (Eocene); 3 - Red marls (Paleocene); 4 - Colluvial material.

At the foot of the slope the lateral river erosion and the other erosional processes such as gulleying, badlands and rills are rather active. This situation leads to increased shearing stress by overloading and undercutting by which in turn the strength of the materials is reduced, especially when saturated. Consequently, the colluvial material moves downwards in the different forms of mass movements. For instance, the creep is a constant phenomenon on this slope which does not exceed the thickness of the colluvial material (Photo 6 and 7).

The creep is favorably affected by the loosening and upheaval of soil and rock fragments caused by frost action or the roots of low-growing vegetation. Due to the upheaval the porosity of these layers will increase and the masses will become heavier as a result of a higher water content. Consequently, these layers obtain particular physical properties inducing the phenomenon «creep» under the influence of gravity. Photograph 6 is extremely interesting in that it shows a straight growing healthy tree slowly moving down-slope with its roots trailing behind it. Furthermore, the more common indications of creep activity, such as bend tree trunks (Photo 8) and tilted fence posts were frequently observed.

Sheet and debris-slides and earth flows have also been observed and are detrimental to the cultivation of this fertile slope. The earth flows are one of the common features that occur in the colluvial slope. They usually have a large scar at the upper part, the flow adjust itself to the topographic situation and follows gulleys or valleys or spreads out at the lower part of the slope (Zaruba & Mencl, 1969), (Photo 12). The weight of the colluvial materials also disturbs the stability of underlying marl formation which causes deep-lying mass movements due to increased shearing stress by overloading and, natural and artificial, undermining at the foot of the slope (Photo.9). Photo 10 shows a slide in superficial material which tends to be a deep-seated rotational slide along the dashed lines. But the sliding circle is broken by the resisting forces of the underlying compact rock formation and thus transferred into a superficial slide. In this situation the road is safe as it is constructed on the solid rock. It was determined that, more often than not, slumping was the initial stage of earth and mud flows on the colluvial slope (Photo II, 12 and 13).

The mass movements which occurred in the Upper Cretaceous Sandstone-Limestone-Marl intercalated formation falls in the fourth instability group. An example of this type, is seen in Photo 14, which slipped into the Tresp reservoir lake. The movement has taken place with a slip surface parallel to the bedding plane between the calcareous sandstone (above) and marl layers (below) of Cretaceous series. The slide might have been due to the penetration of water through the permeable sandstone layer into the expansive plastic marl layer. Thus a slide surface developed between the marl and sandstone inducing the movement. Probably the sliding was also provoked by the undermining of the lake waves. Furthermore, Two villages (Tendruy and Puigcergos) have been destroyed by mass movements and sections of several roads had to be reconstructed after each wet season in the area.

### **Tendruy situation**

The interpretation of the aerial photographs in the laboratories, dating from 1957, showed convincingly that a village was in danger and that its relocation was urgently necessary. But it was only in 1969 that the coming disaster announced itself clearly enough to convince the villagers and the government to abandon the site. Thus a twelve year prediction was made by photo interpretation on the basis of the three dimensional significance of stereomodel by detecting the lateral river erosion which was aggravating the instability of the slope where the village was erected.

*Geotechnical explanation.* — The former village of Tendruy was erected on a hill near the river side edge of a shallow fossil river channel which overlies the Paleocene Red Marls. The material of the fossil channel is unconsolidated sandy gravel which crumbles when touched by hand. At the lowest part of the gravel - deposit a new stream is formed which cut approximately 30 m into the surface of the fossil channel. To the west of the village a moderately deep abandoned valley occurs, as can be seen on the plan and section. The village with its gravelly base over the marls is thus completely isolated (Fig. 3 and 4).

The contact between the gravel and underlying marls has an inclination of approximately 7 degrees east. This situation creates instabilities due to lateral sapping and vertical cutting of the existing stream which prevail all along the east side of this gravel formation and the underlying marls. It is also a well known fact that infiltration of water through the overlying permeable layer may produce a slip surface in the lower impermeable formation. As a result of these combined unstable conditions the hill and the village started to move (creep) slowly eastward, towards the river.

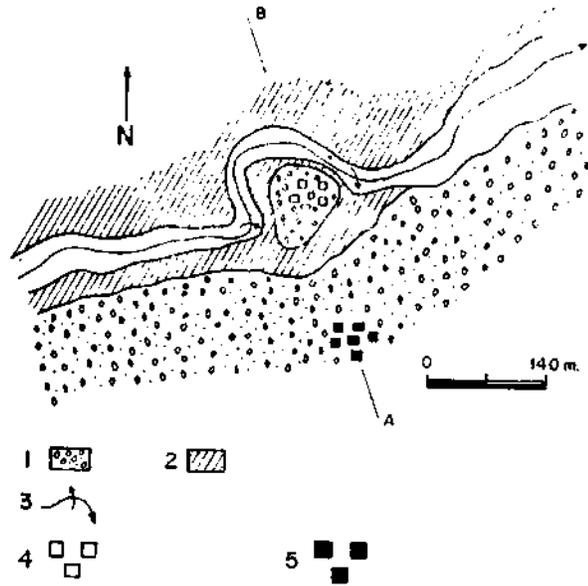


Fig. 3 - Plan view of Tendruy situation.  
1 - Gravel; 2 - Marls; 3 - Lateral river erosion;  
4 - Old village; 5 - New village.

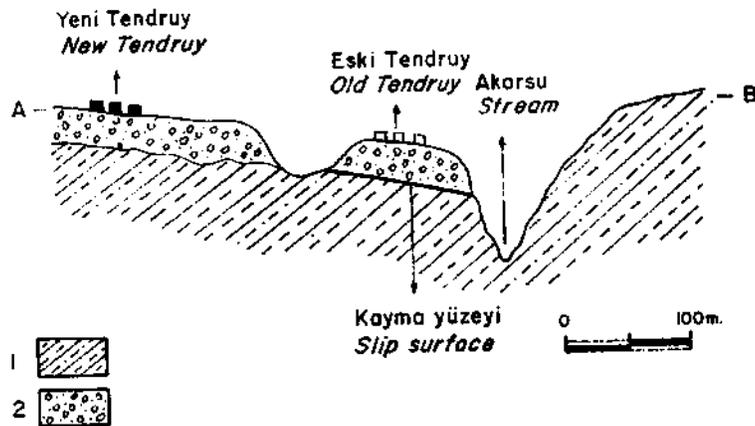


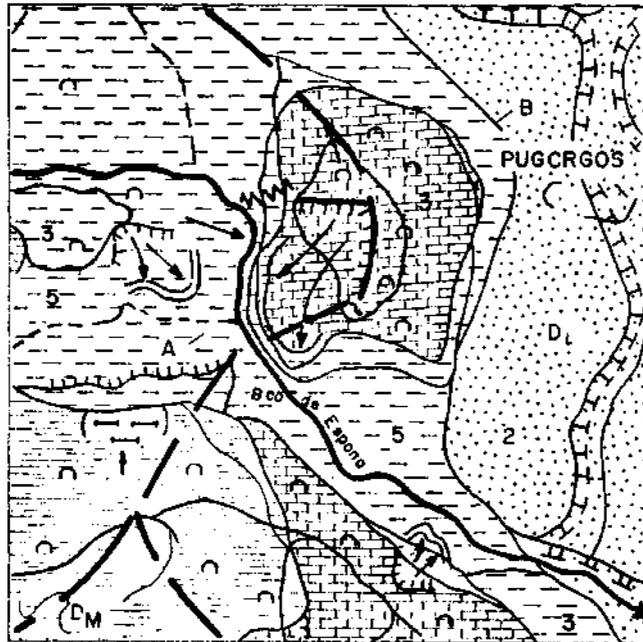
Fig. 4 - Cross section along A-B on the plan view of figure 3.  
1 - Marl (Paleocene); 2 - Gravel.

The old village still exist. It has an irregular surface and many fissured and undulated walls can be seen. Although it is not ruined yet, it is dangerous to stroll in it. The village may completely slide down within a few years. The new village has been erected on a stable place further to the south.

#### **Puigcergos situation.**

A slump affecting the Eocene limestone-marl formation is the cause of this disaster. The former village of Puigcergos was located on a residual hill.

The relative height of the hill is approximately 100 m and the B<sup>co</sup>. de Espona, which is flowing at its southwest side, carved the final form of the hill and separated it from the hills which occur further to the south. Lithologically the hill is the extension of the Eocene limestones in the south (Fig. 5). The vertical cutting of the B<sup>co</sup>. de Espona is negligible, since it has reached the mature stage and is characterized by a gentle gradient. Lateral sapping on the other hand is of great importance especially in the rainy periods when great discharges are observed as a result of its fairly large catchment area (apprx. 7 km<sup>2</sup>).



**Fig. 5 - Plan view of the Puigcergos slump initiated by lateral river erosion.**

The flow direction of B<sup>co</sup>. de Espona is straight and almost eastward until it reaches the hill which forces the river to make a southward bend. At this point of the channel the lateral erosion is evidently maximum and the current actively erodes the foot of the hill. With progressing lateral cutting the first sign of disequilibrium was the appearance of a number of cracks on top of the hill. Warned by these clear indications of imminent danger the villagers

removed the settlement to a flat and stable place further to the east. Infiltration of rain water through the cracks and into the susceptible Paleocene marls below (Fig. 6). increased the instability and finally caused the slump (Photo 15). The resulting anomaly of the detached mass is great and well visible in the stereovision (Photo 2).

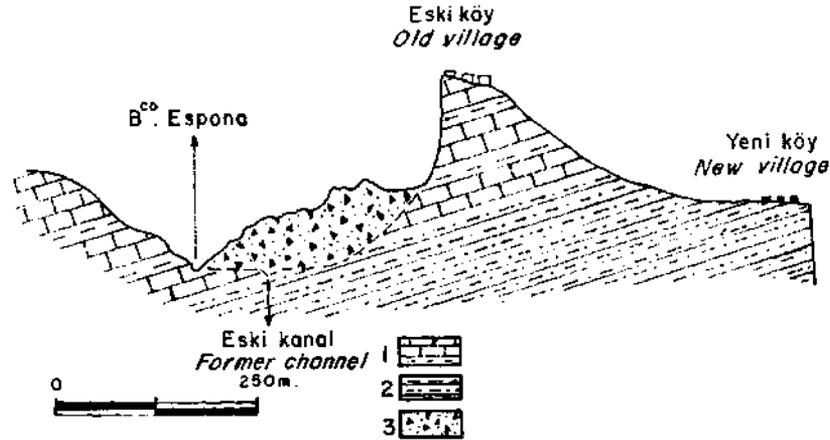


Fig. 6 - The cross section along A-B on the plan view of Figure 5.  
 1 - Limestone & marls (Eocene); 2 - Red marls (Paleocene);  
 3 - Debris.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

This study was carried out during the author's stay at ITC, Delft, Holland.

In the preparation of this work, great help has been received from Prof. H. Th. Verstappen to whom the author wishes to express his sincere thanks. I am also indebted to the International Institute for Aerial Survey and Earth Sciences (ITC) and Mineral Research and Exploration Institute of Turkey for their financial support.

*Manuscript received April 3, 1978*

#### REFERENCES

- AVCI, M. (1977): Airphoto interpretation of gran ularconstruction materials for engineering purposes in Tremp Basin, Spain. *M.T.A. Bull.*, no. 89, Ankara.
- NORMAN, et of. (1975): Factors affecting the detection of slope stability with air photographs in an area near Sevenoaks, Kent. *Q.J. Engng, Geol.*, vol. 8, pp. 159-176.
- TA LIANG & BELCHER, D.J. (1958): in ECKEL, E.B. ed. Landslides and engineering practice. *Highway Research Board special report 29, NAS-NRC publication*, 544, pp. 69-93.
- ZARUBA & MENCL (1969): Landslides and their control. *Academia*, Prague and Elsevier, Amsterdam.

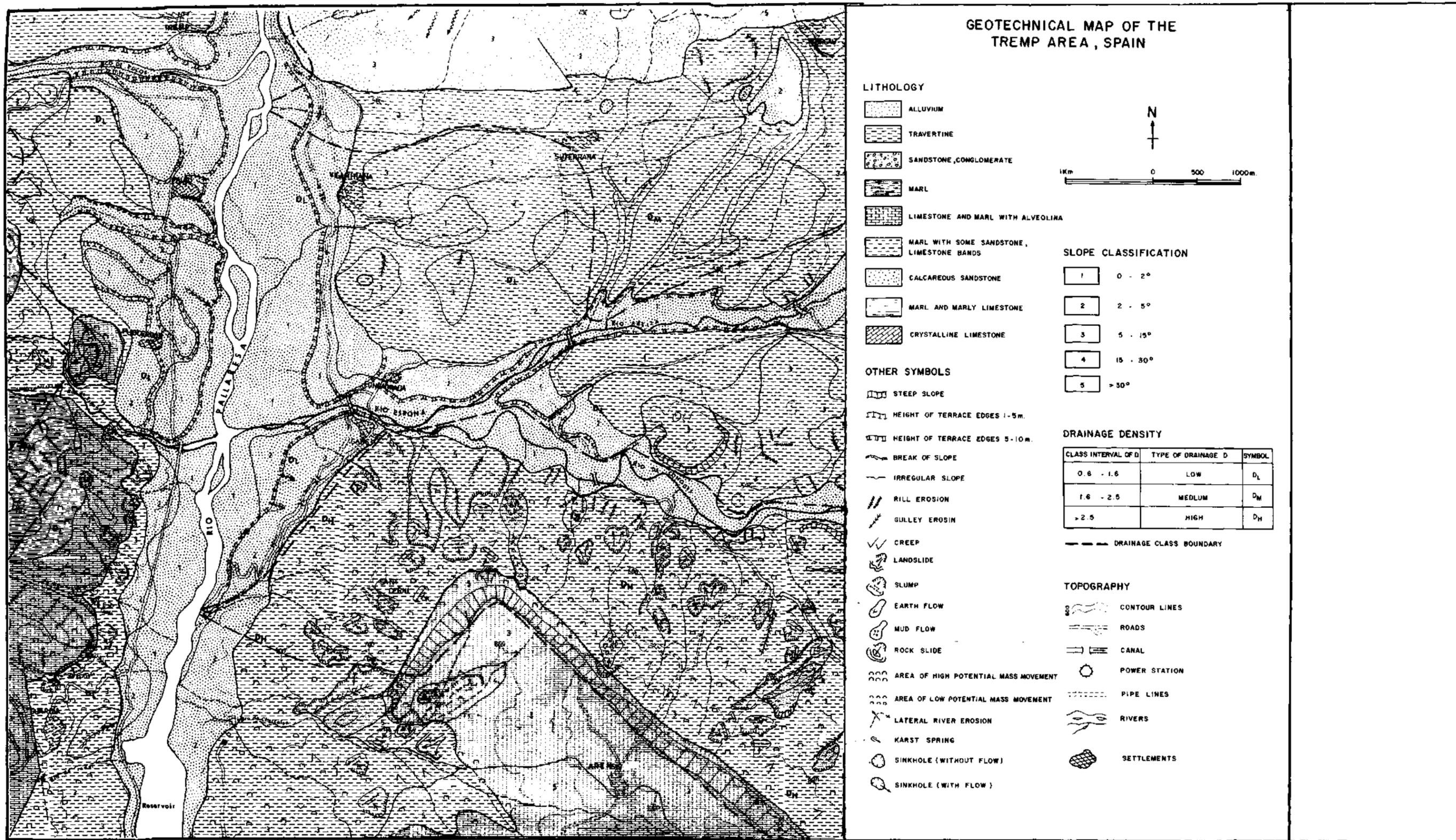


Fig. 7 - Geotechnical map of the Tremp Area, Spain.



Photo 1 - The stereogram shows how surface configurations are delimiting the geotechnical boundaries as at A (Eocene limestones), B (Paleocene Red Marls) and C (Superficial materials covering the Red Marls).

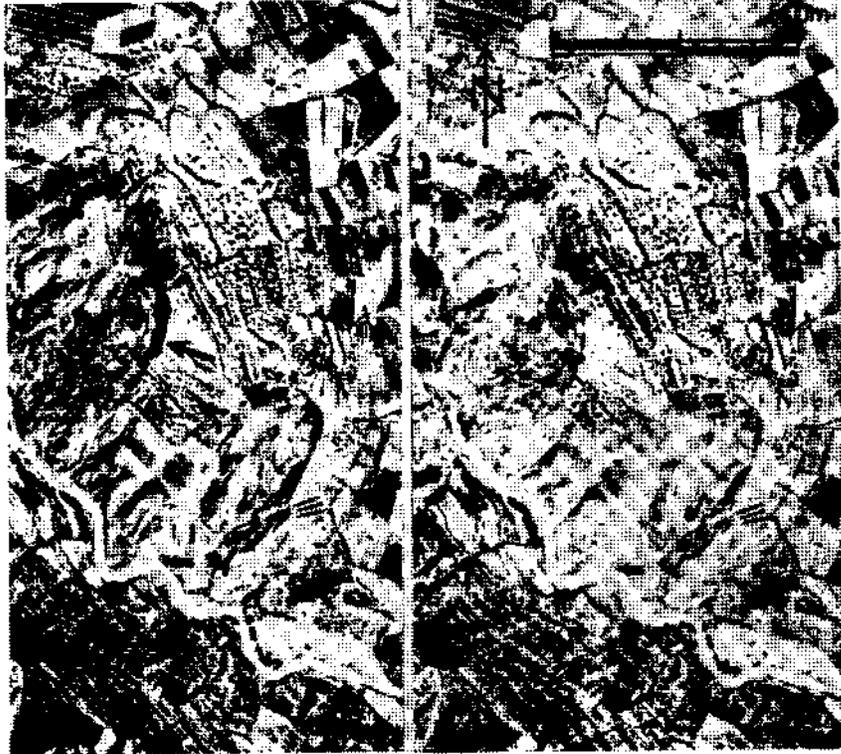


Photo 2 - Stereogram showing the Puigcerdós slump of Figure 3 arrowed.

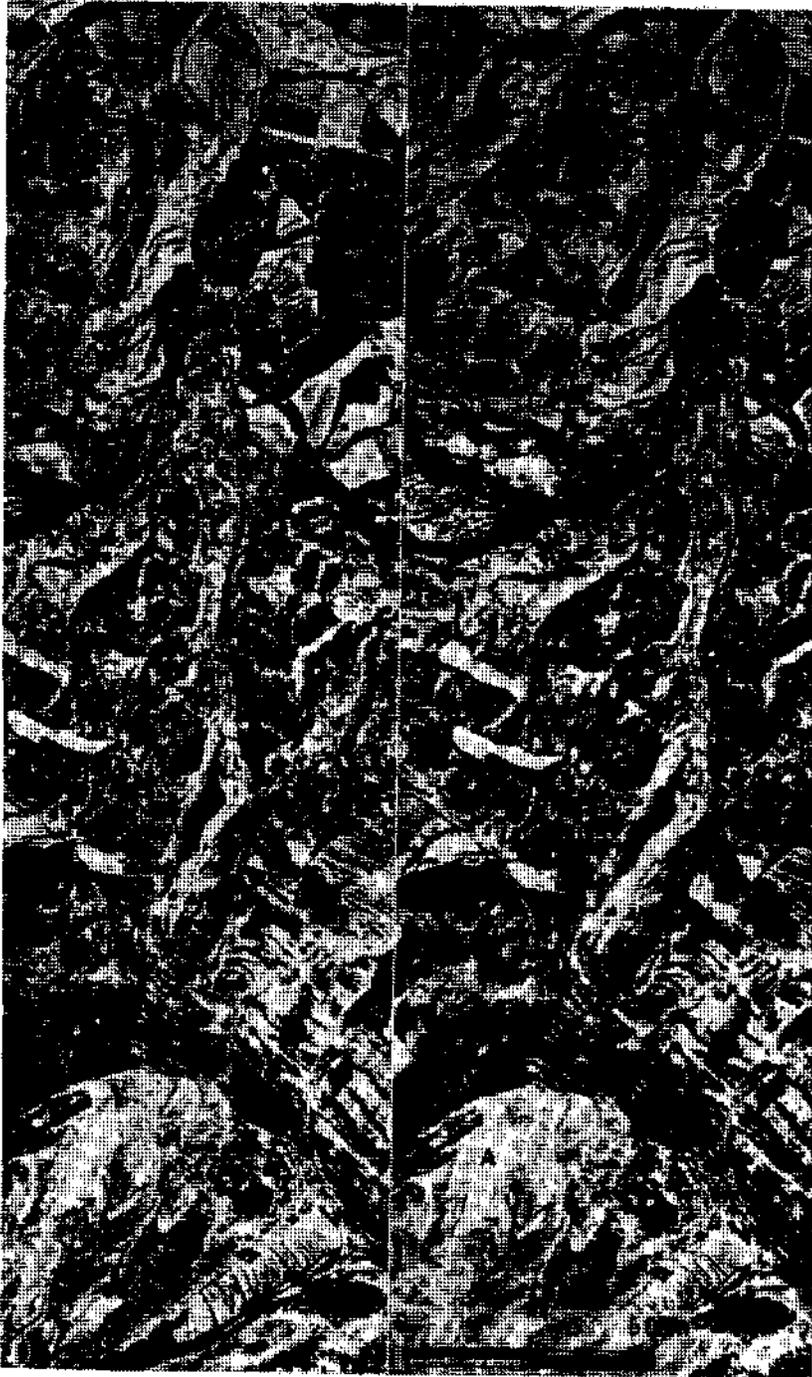


Photo 3 - Stereogram showing the slope destructions between the Eocene Limestones (A) and Paleocene Marls (B). The arrow indicating the earth flow of Fig. 9 and 10.

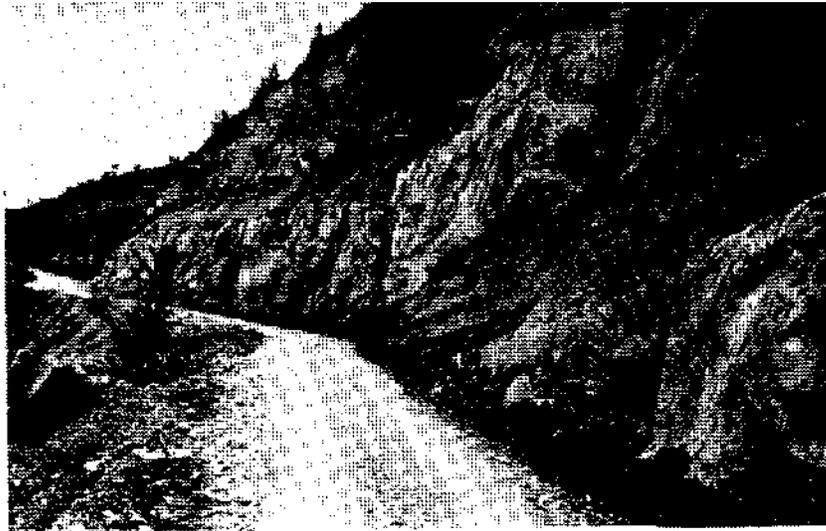


Photo 4 - Photograph of the Eocene limestone-marl intercalated formation. The road reconstructed after the rock avalanche of figure 5.

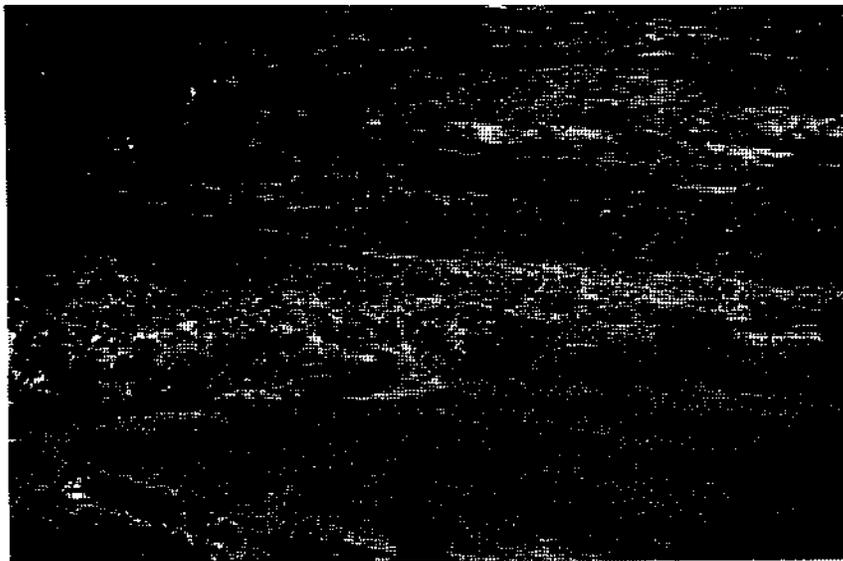


Photo 5 - The rock avalanche detached from the scar in Figure 4.



Photo 6 - Photograph showing the roots of the trees which indicate the creep of soil in the colluvial material over the Paleocene Red Marls.



Photo 7 - Photograph showing the overhanging vegetative cover which indicates that the creeping layer is to a depth of up to the end of the roots over the Paleocene Red Marls.

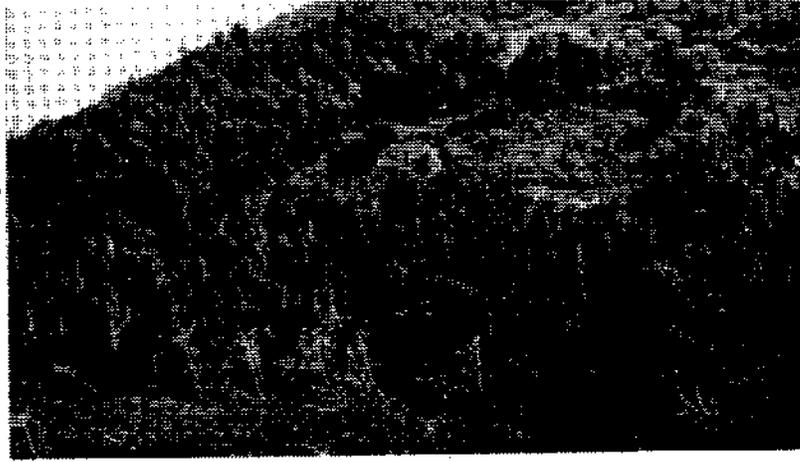


Photo 8 - Photograph showing the bended tree trunks indicating the existence of creep.

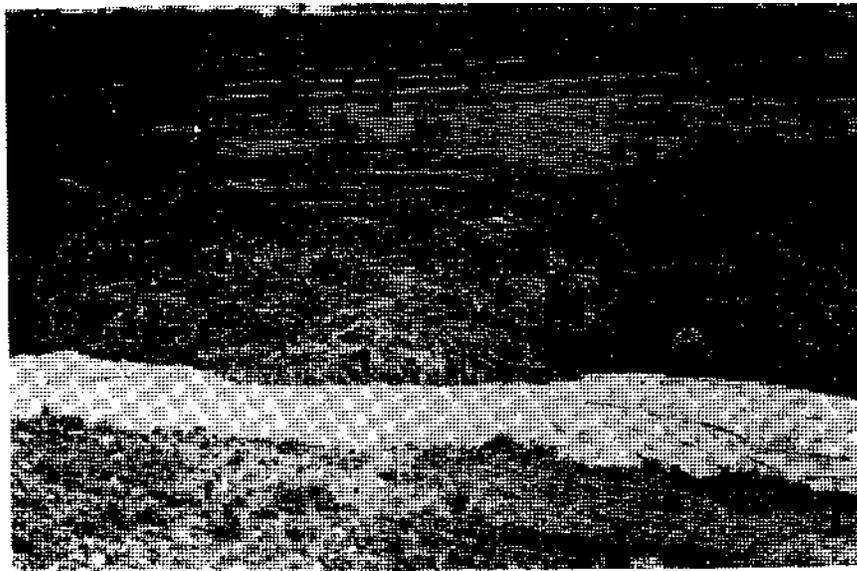


Photo 9 - Double slumping due to overloading and lateral river erosion in the Paleocene Red Marls.



Photo 10 - Photograph showing a superficial slide which tends to be deep-seated rotational slide along the dashed lines.

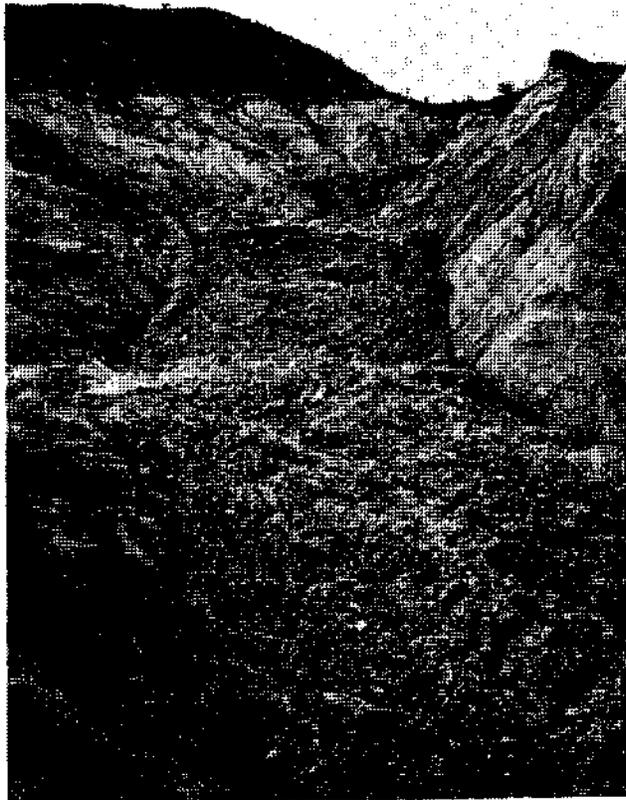


Photo 11 - A slump in the Paleocene Red Marls formation transferred to an earth flow due to retrogressive gulley erosion.

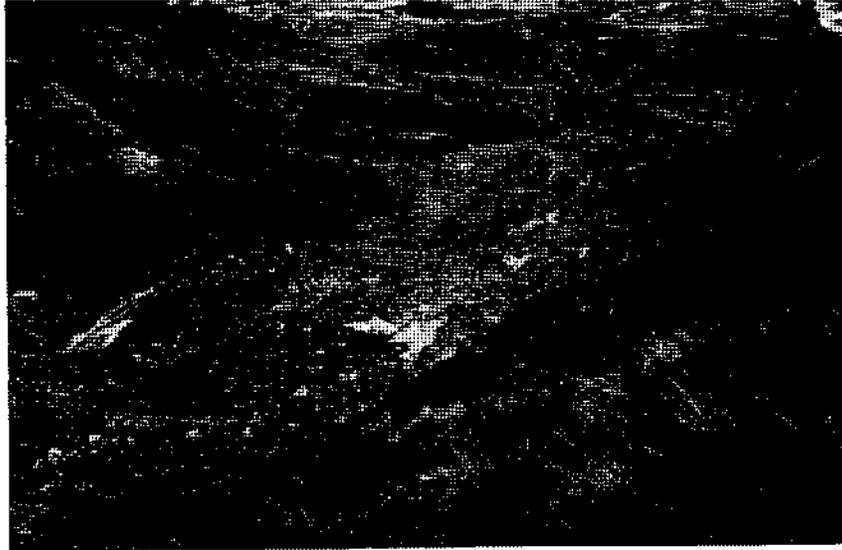


Photo 12 - The lower part of the earth flow in Photo 11.

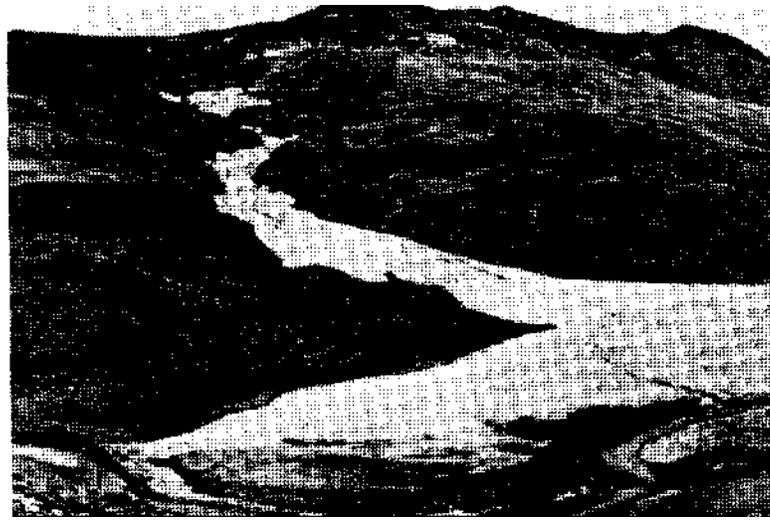


Photo 13 - Photograph showing the mudflow which resulted from the retransportation of the slide material detached from the scar at the top of the flow.

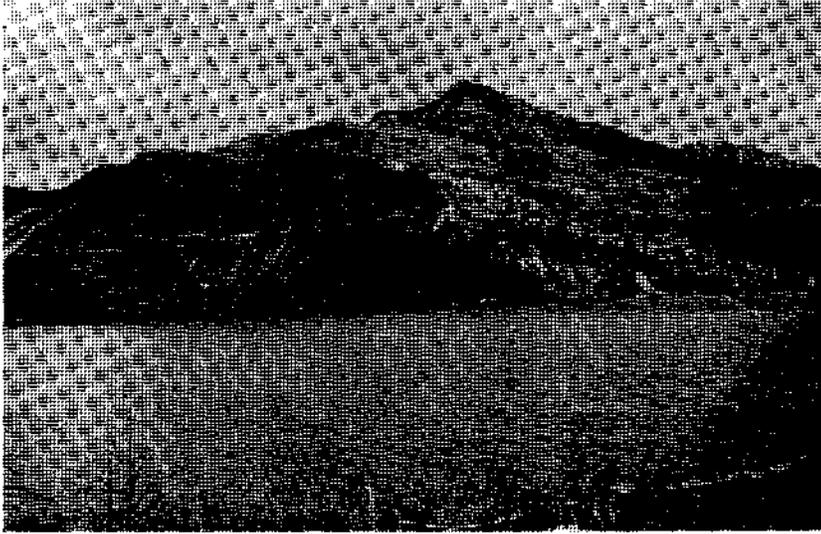


Photo 14 - A slide parallel to bedding plane in the Cretaceous series.

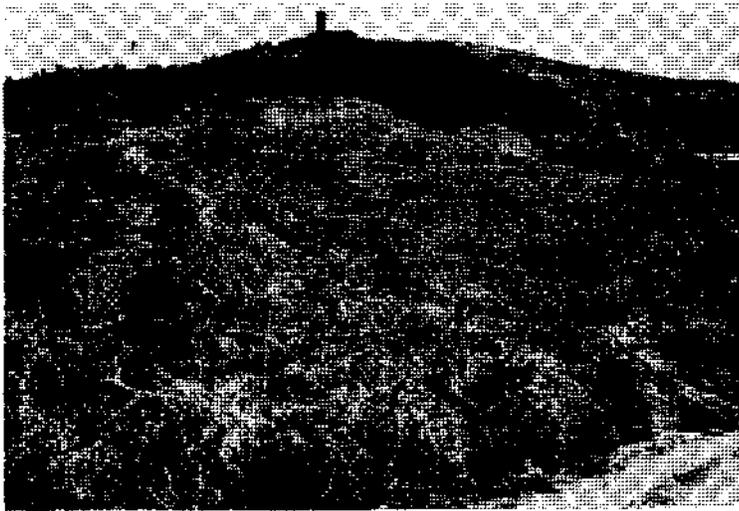


Photo 15 - Photograph showing the Pulcergos slump affecting the Eocene limestone-marl intercalated formation.