



**МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**  
**федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение**  
**высшего образования**  
**«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ**  
**ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»**

**Кафедра гидрометрии**

**ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА**  
**(бакалаврская работа)**

На тему: **«Результаты анализа коэффициентов шероховатости русел горных рек»**

**Исполнитель:**

**Прохоров Д.Н.**

(фамилия, имя, отчество)

**Руководитель:**

**доктор географических наук, профессор**

(учёная степень, учёное звание)

**Барышников Н.Б.**

(фамилия, имя, отчество)

**«К защите допускаю»**

**Заведующий кафедрой**

(подпись)

**кандидат географических наук, доцент**

(учёная степень, учёное звание)

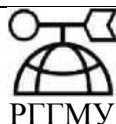
**Исаев Д. И.**

(фамилия, имя, отчество)

**«16» июня 2017.**

**Санкт – Петербург**

**2017**



**МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**  
**федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение**  
**высшего образования**  
**«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ**  
**ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»**

**Кафедра гидрометрии**

**ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА**  
(бакалаврская работа)

**На тему: «Результаты анализа коэффициентов**  
**шероховатости русел горных рек»**

**Исполнитель:** Прохоров Д.Н.

(фамилия, имя, отчество)

**Руководитель:** доктор географических наук, профессор

(учёная степень, учёное звание)

Барышников Н.Б.

(фамилия, имя, отчество)

**«К защите допускаю»**

**Заведующий кафедрой**

---

(подпись)

кандидат географических наук, доцент

(учёная степень, учёное звание)

Исаев Д. И.

(фамилия, имя, отчество)

«\_\_» \_\_\_\_\_ 20\_\_ г.

Санкт – Петербург

2017

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
1 КРАТКИЙ ФИЗИКО – ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ	5
1.1 Орография	5
1.2 Климат	9
1.3 Осадки	11
1.4 Снежный покров и ветровой режим	13
1.5 Почвы и растительность	13
1.6 Водные ресурсы	14
1.7 Гидрологический режим рек	16
2 АНАЛИЗ СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ПРОБЛЕМЫ РАСЧЕТА СОПРОТИВЛЕНИЙ РУСЕЛ ДВИЖЕНИЯ ПОТОКОВ В НИХ	18
3 АНАЛИЗ ИСХОДНОЙ ИНФОРМАЦИИ	26
4 РАСЧЕТ И ОЦЕНКА КОЭФФИЦИЕНТОВ ШЕРОХОВАТОСТИ	28
4.1 Анализ кривых расходов воды и вспомогательных зависимостей	28
4.2 Расчет коэффициентов шероховатости	36
4.3 Оценка применимости таблиц для определения коэффициентов шероховатости	38
4.4 Анализ кривых зависимостей $\frac{n}{\bar{n}} = f\left(\frac{h}{\bar{h}}\right)$	42
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	49
СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ИСТОЧНИКОВ	50

## ВВЕДЕНИЕ

В соответствии с ведомственными инструкциями, расчет пропускной способности русел осуществляется на основе формулы Шези, т.е. допускаем, что движение русловых потоков равномерное, установившееся, по формуле

$$Q = FC\sqrt{hI} = \frac{Fh^{2/3}I^{0,5}}{n}. \quad (1)$$

В этой формуле переход от коэффициентов Шези к коэффициентам шероховатости осуществляется с помощью простейшей формулы Маннинга. Существует ряд более точных, но и более сложных формул для расчета коэффициента Шези (Павловского, Железнякова и других.) Однако основной сложностью расчетов являются определения коэффициентов шероховатости, являющихся интегральной характеристикой всех видов сопротивлений.

Их величины рекомендуется определять по описательной характеристике русла и одной из таблиц. Наиболее распространённые таблицы, составлены М.Ф. Срибним, В.П. Чоу и Дж. Бредли на основе ограниченного объема исходной информации.

Таблица Срибного, получившая широкое распространение, была составлена ее автором в 1932г. и к настоящему времени несколько устарела и требует модернизации. К сожалению, авторы последующих аналогичных таблиц (Чоу, Бредли, и др.), разрабатывая их, использовали только свои собственные данные, не учитывая те, которые были использованы их предшественниками. Это правило и тому, что все известные в настоящее время таблицы имеют ограниченное применение и допускают при определении «*n*» большие погрешности.

В то же время за прошедший период накоплен значительный объем исходной информации как по равнинным, так и по горным рекам на стационарной сети Росгидромета и в проектных организациях.

Исходя из этого, перед нами была поставлена задача оценки таблиц Срибного, Чоу и Бредли на основе исходной информации по горным и полугорным рекам, протекающие по территории Грузии.

# 1 КРАТКИЙ ФИЗИКО – ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

## 1.1 Орография

Западное Закавказье расположено к югу от Главного Кавказского хребта и занимает территорию площадью в 95700 км<sup>2</sup>. В административном отношении к нему относится часть территории Краснодарского края площадью (7000 км<sup>2</sup>), части территории Азербайджанской республики (12800 км<sup>2</sup>), Армянской республики (6300 км<sup>2</sup>) и Грузинской республики (69600 км<sup>2</sup>).

Территориально Западное Закавказье относится к бассейнам двух морей: Черного и Каспийского. Его западную половину дренирует множество средних и малых рек, стекающих со склонов большого Кавказа (реки Шахе, Мзымта, Бзыбь, Кодори, Ингури, Цхенисцхали, Риони), Лихского (р. Квирила с притоком Дзурула), Месхетского (реки Ханисцкали, Супса, Натанеби) и Шавшетского (р. Аджарисцкали с притоками) хребтов. Восточную часть территории дренирует р. Кура со своими притоками Паравани, Большая Лиахви, Арагви, Кция – Храми, Иори, Алазани и др.

Западное Закавказье представляет собой преимущественно горную страну, отличающуюся чрезвычайно сложным и разнообразным рельефом. Наряду с высокими горными хребтами, поднимающимися выше снеговой линии, здесь встречаются равнины и низменности, котловины и плоскогорья. В орографическом отношении, рассматриваемая территория, делится на четыре крупные природные области: горную систему Большого Кавказа, Закавказское межгорье, Малый Кавказ и Джавахетско – Армянское нагорье.

В систему Большого Кавказа входит ряд различно ориентированных горных хребтов. Среди них доминирующее значение имеет главный водораздельный хребет, протянувшийся по всей системе Большого Кавказа и частично совпадающий с его тектонической осью.

Высота Западного Кавказа, расположенного к северо – западу от горы Эльбрус, достигает отметки 4040 м. К северо- западу высота гор постепенно понижается и в районе р.Туапсе не превышает 1000 м. На юго- восточной, более высокой части хребта развито много небольших ледников, питающихся реками Бзыбь и Кодори.

К Югу от Западного Кавказа отходят отроги и боковые хребты – Гагрский, Бзыбьский, Чхалтский и Кодорский. Их отдельные вершины поднимаются до 2500- 3000 м; здесь встречаются небольшие ледники.

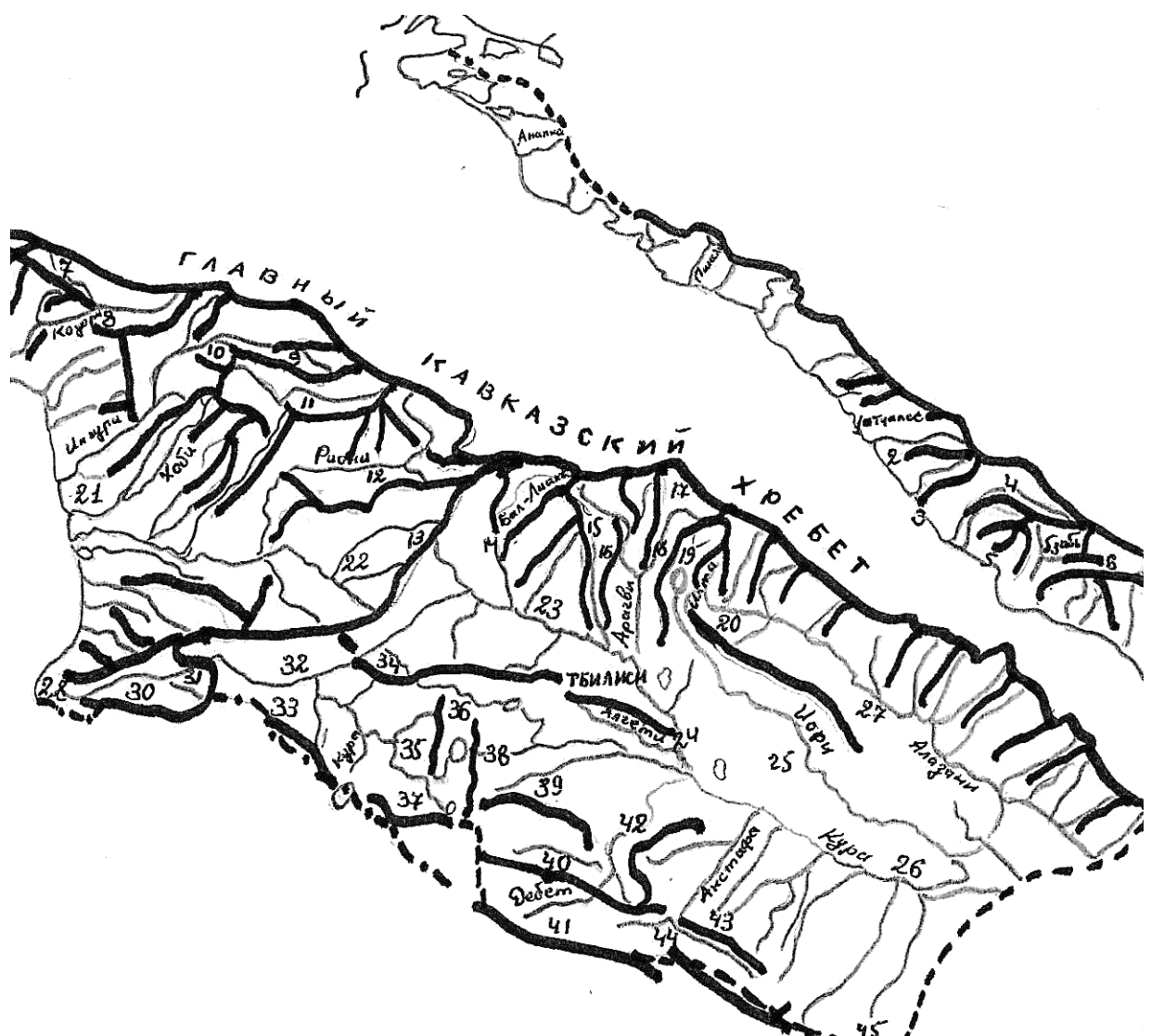


Рисунок 1.1 – Орографическая карта Западного Закавказья

1 –Хребет Аутль, 2 – хребет Амуко, 3 – хребет Ахцу, 4 – хребет Айбга, 5 – Гагрский, 6 – хребет Бзыбьский, 7– Чхалтский хребет, 8– Кодорский хребет, 9– Еванетский хребет, 10 – Эгринский хребет, 11– Лечхумский хребет, 12 – Рачинский хребет, 13 – Лихский

хребет, 14 – Гудисский хребет, 15 – Харульский хребет, 16 – Ломиский хребет, 17 – Гудамакарский хребет, 18 – Картлийский хребет, 19 – Кахетский хребет, 20 – Гомборский хребет, 21 – Колхидская низменность, 22 – Картло – Имеретская возвышенность, 23 – Внутреннекартлийская равнина, 24 – Нижнекартлийская равнина, 25 – Ифское плоскогорье, 26 – Кировабад – Казахская равнина, 27 – Алазанская (Кахетская) равнина, 28 – Кахаберская равнина, 29 – Месхетский хребет, 30 – Шавшетский хребет, 31 – Арсианский хребет, 32 – Ахалцихская котловина, 33 – Эрушетский хребет, 34 – Триалетский хребет, 35 – Джавахетско – Армянское нагорье, 36 – Самсарский хребет, 37 – Чилдирский хребет, 38 – Джавахетский хребет, 39 – Сомхитский хребет, 40 – Базумский хребет, 41 – Памбакский хребет, 42 – хребет Гугарац, 43 – Мургузский хребет, 44 – Шахдагский (Севанский) хребет, 45 – Мровдагский хребет.

Южный склон Западного Кавказа и склоны его острогов изрезаны глубокими ущельями множества рек, впадающих в Черное море. Большая крутизна склонов, достигающих часто 40 – 60° и сильная расчлененность рельефа способствуют быстрому стеканию талых и дождевых вод в руслах рек.

Центральный Кавказ, расположенный между горными поднятиями Эльбруса и Казбеги, является наиболее высокой и наиболее оледенелой частью главного водораздельного хребта.

К Югу от Центрального Кавказа проходят высокие боковые горные хребты со значительным оледенением; ледники питают здесь левые притоки р. Ингури. В этом отношении особенно выделяется Сванетский хребет, достигающий высоты 4000 м.

К менее высоким относятся боковые горные хребты, почти параллельные Главному Кавказскому хребту (Эгрисский, Лечхумский и Рачинский); их вершины достигают высоты 3200 – 3600 м; Склоны этих хребтов сильно расчленены глубокими ущельями рек Ингури, Хоби, Техури, Ихенисцхали, Риони, Квирила и их многочисленными многоводными притоками.



Крупной орографической единицей, рассматриваемой территории, является Закавказская межгорная депрессия, распадающаяся на три основные части: Колхидскую низменность, Картло – Имеретскую возвышенность и Куринскую впадину.

Колхидская низменность представляет собой плоскую равнину, сложенную в основном четвертичными отложениями и постепенно повышающуюся на краях до высоты 100 – 150м. С севера, востока и юга ее окружают горы, склоны которых расчленены ущельями множества малых рек. Низменность хорошо орошается густой сетью рек ( Ингури, хоби, Риони, Супса и др.).

В основе Картло – Имеретской возвышенности лежит Дзирульский массив, сложенный кристаллическими породами; возвышенность сильно расчленена глубокими каньонообразными ущельями р.Квирилы и ее притоков. Наиболее высокие вершины поднимаются до 1200-1498м.

Куринская депрессия охватывает внутренне – Картлийскую и Нижнекартлийскую равнины, переходящую к востоку в Кировобод – Казахскую, а затем в Алазаю – Авторанскую равнину и Иорское плоскогорье, продолжением которого является Аджиноурское низкогорье. В основном эта территория дренируется р.Курой и ее притоками ( Арагви, Иори, Алазани, Кция-Храи и др).

Малый Кавказ образуют широтно протянувшиеся хребты – Месхетский, Триалетский, Сомхитский, Базульский, Тамбакский, Шахдагский (Севанский), и Мровдагский. Месхет – Триалетская горная система простирается от Черного моря примерно до меридиана г.Тбилиси. Боржомским ущельем она разделена на две части. Западную часть составляет Месхетский хребет со средними высотами, характеризующийся интенсивно расчлененным горно – длинным рельефом. Сильно расчлененный северный склон этого хребта круто обрывается к Колхидской низине. Такой же крутой и расчлененный южный склон этого хребта обращен к Ахалцихеской котловине и к ущелью р. Аджарисцкали.

Восточная часть Месхет–Триалетской горной системы представлена Триалетским хребтом со средними высотами, простирающимся в широтном направлении от Боржомского ущелья до г.Тбилиси. Его расчлененный северный склон круто обрывается к Внутрекартлийской равнине, а южный склон обращен к ущелью р. Кция – Храми.

Самыми юго – восточными орографическими элементами Малого Кавказа в пределах Западного Закавказья являются Базумский, Памбакский, Шахдагский и Мровдагский хребты, пролегающие в основном широтно. Склоны этих хребтов, высота которых местами превышает 3000м, сильно расчленены ущельями правых притоков р. Куры. Своими северными склонами они круто спускаются к Куринской депрессии, в то время как южные, сравнительно пологие склоны этих хребтов постепенно переходят в Джавахетско – Армянское вулканическое нагорье. К югу от Малого Кавказа располагается Джавахетско – Армянское вулканическое нагорье, представляющее собой высокогорное плато, над поверхностью которого вулканического происхождения. Поверхность вулканических хребтов и платосложена в основном молодыми треминоватыми перистыми лавами, что способствует просачиванию дождевых и талых вод и образованию обильных подземных вод, выклинивающихся затем в периферийной части и питающих многочисленные реки данного района.

## 1.2 Климат

Благодаря своеобразию географического положения рассматриваемой территории седлу двумя морями – Чёрным и Каспийским, и наличию мощного природного климатораздела на севере, представленного, главным Кавказским хребтом, а также в следствие большого диапазона Западного Закавказья характеризуются климаты всех типов, начиная от субтропического, характерного для прибрежной зоны Чёрного моря, до полярного, господствующего в наиболее Высокогорной области Главного

Кавказского хребта, Западное Закавказье расположено у северной границы субтропического пояса, характеризуется умеренной облачностью и поэтому получает значительное количество солнечного тепла.

Особенно большая суммарная радиация отмечается в высокогорной части территории, которая характеризуется малой облачностью и большой прозрачностью воздуха. Исключительно низка радиация в южном приморском районе Западного Закавказья, где годовая облачность достигает 65%. Большая часть территории Западного Закавказья характеризуется высокой температурой воздуха в теории всего года. Этому способствует Главный Кавказский Хребет, занимающий территорию от вторжения холодных масс воздуха, Чёрное море, прогревающее прибрежную зону в холодное время и частые проникновения тёплых воздушных масс с юга. по характеру термического режима выделяются три района:

- а) регион Причерноморья, где под влиянием Чёрного моря наблюдаются тёплая зима и сравнительно прохладное лето;
- б) восточная часть межгорной равнины с континентальным климатом;
- в) горная часть, характеризующаяся прохладным и холодным климатом.

Западное Закавказье отличается тёплой зимой, однако при вторжении холодных масс воздуха температура здесь резко падает и на побережье, может понижаться до 8 – 15° ниже нуля, а в местах более удаленных от моря даже до 20 – 25° ниже нуля.

Исключительно холодными были зимы 1910 – 11, 1928 – 29, 1949 – 50, 1953 – 54 и 1963 – 64 гг.

Наиболее жаркое лето бывает в крайней восточной части Западного Закавказья. На значительной части прибрежной зоны средняя годовая абсолютная влажность воздуха до высоты 300 – 500 м ее значение падает до 10 – 11 мм. С повышением высоты местности абсолютная влажность воздуха уменьшается. Годовой ход абсолютной влажности воздуха в основном совпадает с ходом температуры воздуха. Крайние значения

абсолютной влажности отмечаются по всей территории одновременно. Минимум ее наступает в январе, составляя 1,5 – 7,5 мб, максимум наблюдается в июле – августе.

Таблица 1.1 – Средние месячные и годовые величины суммарной радиации (ккал/см<sup>2</sup>)

Станция	Высота, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Среднее за год
Сочи	12	3,2	4,8	7,3	10,1	14,4	17,1	17,8	16,0	11,3	8,3	4,7	3,0	118,0
Сухуми	116	3,9	5,5	8,7	11,4	14,3	16,9	16,6	15,6	12,1	8,4	5,0	3,5	121,9
Анасеули	158	4,3	5,6	8,5	12,0	14,2	15,1	13,6	13,5	10,5	8,3	5,2	4,4	115,2
Тбилиси, ГМО	427	4,3	5,6	9,2	11,6	14,6	15,4	16,6	15,2	11,0	8,1	4,4	3,7	120,7
Казбеги, В/Г	3653	6,8	9,2	14,0	16,8	20,0	18,1	17,5	14,5	11,6	10,7	7,4	6,3	146,7
Цалка	1457	5,5	7,1	10,5	12,0	13,3	14,9	15,4	13,8	10,0	7,7	5,4	4,8	120,4
Телами	568	4,4	6,5	10,2	12,7	15,7	17,3	17,5	15,9	11,9	8,3	5,0	4,3	129,7

### 1.3 Осадки

Территории западного Закавказья является областью больших контрастов по распределению годового количества осадков. Сложные орографические условия и близость морей настолько преобразуют господствующую здесь циркуляцию атмосферы, что некоторые части территории обильно оформляются атмосферными осадками, другие части, наоборот получают слишком малое их количество.

Годовое количество осадков на территории Западного Закавказья изменяется в больших пределах; в его северо – западной части, несмотря на близость моря, осадков выпадает только 450 – 700 мм в год, а на крайнем востоке – не более 300мм. Обилием осадков выделяется юго – восточное

побережье чёрного моря. К северу вдоль побережья количество осадков постепенно убывает.

На южном склоне юго – западной части большого Кавказа осадков выпадает мало; к востоку они увеличиваются главным образом на склонах Южной экспозиции хребтов Албга, Абхазского и Эргисского, где годовое их количество составляет 2800 – 3200 мм. Далее на восток осадки уменьшается. С высотой, как правило, количество осадков увеличивается, однако в отдельных районах эта закономерность нарушается и наблюдается обратная явление. Несмотря на близость моря, в среднем течении долины р. Аджарицкали, защищенной от воздействия дующих запада влажных ветров, в среднем за год выпадает 900 – 1000 мм осадков. Слабо увлажняются долины рек Ингури и Риони, закрытые с юга и запада высокими хребтами [1].

Таблица 1.2 – Наибольшее суточное количество осадков

Станция	Высота, м	Осадки, мм	Дата
Сухуми	116	222	12/VIII 1934
Поти	1	268	15/VI 1931
Батуми, город	5	261	VIII 1885
Кутаиси	114	188	1/VII 1946
Местиа	1441	69	1/IX 1942
Хуло	923	100	5/X 1949
Ахалкалаки	1716	58	VII 1891
Рока	1795	102	13/III 1944
Гори	588	71	11/XI 1895
Крестовый пер.	2395	122	21/III 1952
Тбилиси, ГМО	427	147	16/VIII 1955
Пасанаури	1070	93	18/VI 1911
Кварели	449	99	30/V 1945
Лагодехи	435	148	4/V 1937

#### 1.4 Снежный покров и ветровой режим

Сильная расчлененность хребта обуславливает большое разнообразие в распределении снежного покрова по территории. На морском побережье до высоты 200 – 300 м продолжительность залегания снежного покрова составляет в среднем 30 – 35 дней, а к востоку от Лихского Хребта до высоты 400 – 500 м – 6 – 20 дней. В пределах этих высот снежный покров образуются не ежегодно, так как осадки зимой часто выпадают в виде дождя. Продолжительность залегания снежного покрова увеличивается с повышением высоты местности. В западных районах южного склона главного кавказского хребта и Южно – Грузинского нагорья, как более влажных из-за близости моря, снежный покров удерживается в течение более продолжительного времени, чем в восточных районах. Направление, скорость и частота ветра, вследствие пересечённости рельефа Западного Закавказья значительно меняются по территории. В бассейне рек Чёрного моря чаще всего дуют тёплые и сухие ветры – фёны, Направление некоторых связано с географическим положением местности.

На значительной части территории, особенно в тёплый период года, дуют горно-долинные ветры. Их направление совпадает с направлением хребтов и долин.

Особенно следует отметить ветер – бора, дующий довольно часто западной части территории. Средняя годовая скорость ветра в западном Закавказье невелика (2 – 5 м/сек.).

#### 1.5 Почвы и растительность

Благодаря разнообразию физико – географических условий, почвенный покров рассматриваемой территории отличается большой пестротой. Здесь встречаются торфяно-болотистые почвы, распространённые в низменный причерноморской субтропической полосе, и горно – лесные или горно-

луговые почвы, занимающие наиболее возвышенную часть территории. Наиболее широким распространением отличаются перегнойно-карбонатные и бурые горнолесные почвы.

Характерной чертой распространения почв на территории западного Закавказья является их вертикальная зональность и большое разнообразие по видовому составу, обусловленная сильной расчлененностью рельефа и пёстротой литологического состава почвообразующих пород, а также пространственным изменением биоклиматических условий. На большей части территории естественной растительности в значительной мере подвергалась воздействию человека.

Пустынная и степная растительность в значительной мере подвергалась воздействию человека. Пустынная и степная растительность, распространившаяся в связи с этим на обширных пространствах, часто неправильно принимается за первичную зональную.

Большое влияние на характер растительности оказывает распашка земель, которая приводит к уничтожению не только растительного, но и почвенного покрова, а широко практикующийся выпас скота способствует постепенному изменению видового состава растительных ценозов и местами обуславливает смену общего облика растительности.

Основными типами растительности является полупустынная, степная, лесостепная, лесная, субальпийская, альпийская. Для западного Закавказья как горной страны весьма характерно поясное расположение растительного покрова.

## 1.6 Водные ресурсы

Западное Закавказье богато водными ресурсами. Основными водными объектами здесь являются реки, имеются также озёра, ледники, богато и подземными водами.

Общее количество рек на территории западного Закавказья составляет 32198 с общей длиной 75553 км. На западную часть территории приходится 19987 рек, или 61,8% общего их количество. Реки западного Закавказья относятся преимущественно горному типу. В связи со значительной расчленённостью поверхности, здесь нет условий для образования длинных рек с большими площадями водосбора. Самая большая река в западном Закавказье – Кура, её длина 1364 км, площадь водосбора 188000 км<sup>2</sup>. Река берет начало в пределах Турции и впадает в Каспийское море.

Несмотря на то, что большинство рек небольшой длины, они являются многоводными, характеризуется большим падением и быстрым течением. Реки протекают по дну узких и глубоких ущелий, местами образуют теснины, где течение становится бурным. Притоки главных рек, сбегая с крутых склонов, образуют множество водопадов.

В западной части описываемой территории наиболее значительными по своей водоносности являются реки: Мзымта, Бзыбь, Кодори, Ингури, Цхенисцхали и Риони. Они берут своё начало в областях вечных снегов и ледников, расположенных на главном кавказском хребте. Эта часть территории, кроме Колхидской низменности представляет собой в основном горную страну, сильно расчлененную высокими горными хребтами. Здесь имеется множество малых, но водоносных рек.

Описываемая территория богата подземными водами. Гидрологические условия Западного Закавказья очень сложны, а изученность подземных вод, особенно в отношении режима и их связи с поверхностными водами незначительна.

Особенности формирования подземных вод этой территории определяется типичными условиями горноскладчатых областей, в которых распространены преимущественно бассейны трещинных, трещинно-жильных вод, а также ограниченные по площади артезианские бассейны межгорных впадин.



Западное Закавказье обладает исключительным богатством и разнообразием лечебных минеральных источников. Нагорной части территории Западного Закавказья, в типичных условиях горноскладчатых областей, при относительно небольших по размерам подземных бассейнах и сильно развитой речной и эрозионной сети, области питания и разгрузки подземных вод практически совпадают и в зоне свободного водообмена формируется интенсивный подземный сток большой динамичности, при этом основная толща водоносных пород дренируется реками, и лишь меньшая часть подземных вод выклинивается в виде родников. Как показали полевые исследования на территории Кавказа, выполненные при составлении карт подземного стока, величина родникового стока может быть здесь оценена в среднем 15 – 20% общего подземного питания реки. Реки Кавказа, относящиеся к бассейну чёрного моря, в целом отличаются очень благоприятными условиями подземного питания. В первую очередь это связано с большим количеством атмосферных осадков, создающих повышенную общую влажность этой части Западного Закавказья. В целом по территории Западного Закавказья, параметры подземного питания рек колеблются в очень широких пределах, модуль подземного стока изменяется от 0,5 до 40 л/сек<sup>2</sup>, коэффициент подземного питания до 75%, коэффициент подземного стока от 3 – 4 до 50 %[1].

### 1.7 Гидрологический режим рек

Большое разнообразие физико – географических условий рассматриваемой территории определяет различный характер водного режима рек. На водный режим большое влияние оказывает распространение в речных бассейнах вулканических горных пород, наличие трещиноватых известняков, перераспределяющих поверхностный и подземный сток, а также регулирование речного стока искусственными водохранилищами и интенсивное изъятие воды из рек для орошения.

Источниками питания рек являются талые воды снегов и ледников, дождевые и грунтовые воды.

По характеру источников питания и распределения стока во времени, величине стока и влиянию на него природных факторов описываемая территория разделена на следующие четыре основных района:

1. Верхний Кодори – Ингурский, где реки имеют Ледниковое питание с весенним стоком до 25% годового.

2. Черноморского-Алазанский, где реки имеют смешанное питание с весенним стоком 26 – 50% годового.

3. Нура – Иорский, где реки имеют смешанное питание с весенним стоком 51 – 75% годового.

4. Озёрно – родниковый, где реки имеют снеговое родниковое питание с весенним стоком 26 – 50% годового.

По своеобразию водного режима рек, вся рассматриваемая территория разделена на семь основных зон:

1. Реки с летним половодьем.

2. Реки с весенне – летним половодьем.

3. Реки с весенне – летним половодьем и паводками.

4. Реки с весенним половодьем и летне-осенними дождевыми паводками.

5. Реки с паводочным режимом.

6. Реки с весенним половодьем и осенними паводками.

7. Реки с весенним половодьем.

В питании всех перечисленных групп рек той или иной степени, принимают участие грунтовые воды.

## 2 АНАЛИЗ СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ПРОБЛЕМЫ РАСЧЕТА СОПРОТИВЛЕНИЙ РУСЕЛ ДВИЖЕНИЯ ПОТОКОВ В НИХ

В основе методов оценки пропускной способности русел, с необходимостью в которых мы сталкиваемся при отсутствии или недостаточности данных натуральных наблюдений, лежит использование формулы Шези, Которая получена для условий равномерного движения

$$V = C\sqrt{RI} \quad (2.1)$$

где  $V$  – средняя скорость в сечении, м/с;

$R$  – гидравлический радиус, м.

$I$  – пьезометрический уклон, равный в условиях равномерного течения гидравлическому уклону

$$R = \frac{F}{\chi} \quad (2.2)$$

$\chi$  – смоченный периметр, м;

$F$  – площадь данного сечения реки, м<sup>2</sup>.

В случаях открытого русла для широких рек ( $\chi \approx B$ ) применяется другая модификация формулы Шези:

$$V = C\sqrt{h_{\text{ср}}}. \quad (2.3)$$

В формулах (2.1) и (2.3) параметр « $C$ » называется коэффициентом Шези.

Исходный анализ структуры формулы Шези показывает, что коэффициент Шези « $C$ » является характеристикой сил сопротивления, обычно называемых гидравлическими сопротивлениями. Так из сопоставления формулы Дарси – Вейсбаха [Р.Р. Чугаев] с (1) следует:

$$C = \sqrt{\frac{8g}{\lambda}}, \quad (2.4)$$

$\lambda$  – коэффициент гидравлического трения.

Таким образом, параметры «С» описывается интегральной характеристикой, определяемой полным комплексом условий течения, морфометрическими, гидравлическими, характеристиками, условиями зарастания, ледовыми явлениями и др.

Исторически сложилось, что при определении параметра «С» исследователи обычно выделяли лишь основные из перечисленных характеристик. Одни уделяют большое внимание таким параметрам как гидравлический радиус и шероховатость ложе, другие исследователи конструировали формулы, содержащие геометрические размеры, ( $\Delta$  – высота выступов шероховатости, длина и высота гряд), третьи – вообще отказывались от учёта шероховатости в основном виде оперируя величинами расходов и уклонов. Такое разнообразие подходов и определений коэффициентов Шези и шероховатости, то есть гидравлических сопротивлений указывает на недостаточную разработанность этого вопроса. Наиболее разработанные область в определении коэффициента Шези, является группа формул, основанное на учёте коэффициента шероховатости [2]. К ним в первую очередь следует отнести формулу Маннинга, имеющую вид:

$$C = \frac{R^{\frac{1}{6}}}{n}, \quad (2.5)$$

$n$  – коэффициент шероховатости.

Более универсальной является формула Н.Н. Павловского

$$C = \frac{R^y}{n}, \quad (2.6)$$

где  $y = f(R, n)$ .

Действие формулы (2.6) ограничивается гидравлическими радиусами  $R \leq 3\text{м}$  и  $n < 0,04$ .

Принципиально важным является зависимость  $y = f(R, n)$ , которая, по мнению Н.Н. Павловского, впоследствии подтвержденному, может давать значение степени до  $y = 0,5$ .

Из других формул следует отметить формулу И.И. Агроскина

$$C = \frac{1}{n} + 17,72 \lg R, \quad (2.7)$$

где коэффициент 17,72 получен исходя из полученной теории турбулентного течения Кармана.

На основе выявления изменчивости «универсальной постоянной Кармана» В.Е.Талмаза, некое усовершенствовав формулу Агроскина, предложил для расчета коэффициента Шези следующее выражение:

$$C = \frac{1}{n} (21 - 100n) lgh_{\text{ср}}. \quad (2.8)$$

Все эти формулы получены на основе различных, часто несопоставимых по  $R$  и  $n$  натуральных данных, что приводит к некоторым расхождениям при определении  $C$  по разным формулам. Наиболее распространение в настоящее время получила формула Павловского. Некоторые исследователи А.М.Латышенко и др. предлагали упрощенные виды зависимости  $y = f(R, n)$ .

Следует отметить, что существуют и более сложные формулы для расчета параметра  $C$ . Так зависимость Гангилье – Куттера, кроме отмеченных  $n$  и  $R$ , использует и значения уклона водной поверхности  $I$ :

$$C = \frac{23 + \frac{1}{n} + \frac{0,00155}{I}}{1 + \left(23 + \frac{0,00155}{I}\right) \frac{n}{\sqrt{RI}}}. \quad (2.9)$$

Аналогичный вид имеет и формула А.Д. Альтшуля:

$$C = 25 \left[ \frac{R}{(80n)^6} + \frac{0,025}{\sqrt{RI}} \right]^{1/6}, \quad (2.10)$$

в котором много общего с формулой Маннинга, особенно при больших значениях  $\sqrt{RI}$ .

Во все приведённые формулы для расчёта  $C$  входит коэффициент шероховатости  $n$ , величина которого устанавливается по специальным таблицам. В основе построения таких таблиц лежит описание поверхности русла, данное в некоторых градациях. Среди них наибольшее распространение получили таблицы Н. Н. Павловского, составленного для значений  $0,009 < n < 0,04$  и состоящих из 16 градаций [4].

Таблица В.Т. Чоу включают в себя отдельно малые, большие и пойменные водотоки, для которых приведены минимальные, средние и максимальные значения коэффициента шероховатости в пределах  $0,025 < n < 0,16$  [5].

Таблицы М.Ф. Срибного, составленные отдельно для равнинных и горных рек, состоящие из 24 градаций и охватывающие диапазон  $0,02 < n < 0,2$ .

Анализ этих таблиц показывает, что разные исследователи по-разному подразделяют реки в отношении коэффициента шероховатости: одни выделяют равнины и горные реки, другие подразделяют их на малые и большие, третьи выделяют искусственные каналы или поймы. Следует помнить, что величину коэффициента шероховатости определяет не только собственно «шероховатость» дна и берегов, но и изменение морфометрии по длине, наличие растительности, транспорт наносов и многие другие факторы.

Поэтому назначение коэффициенты  $n$  по таблицам носит весьма условный характер.

Известный выход из положения, связанного с условностью определения  $n$  дает использование количественных характеристик шероховатости, например,  $\Delta$  – высота выступов шероховатости. Эти формулы выведены на основе исследований Зегжды, установившего для области квадратичного закона сопротивлений зависимость

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = 4 \lg \frac{R}{K} + 4,25, \quad (2.11)$$

$K$  – абсолютная высота выступов шероховатости.

К этому типу принадлежат и формулы степенного вида:

$$C = C_0 \left(\frac{R}{\Delta}\right)^y, \quad (2.12)$$

$C_0$  и  $y$  в общем случае переменные величины, хотя некоторые авторы полагают их постоянными.

Так В.Н. Гончаров рекомендует формулу [4]:

$$\Delta = (2,22n)^6. \quad (2.13)$$

Все эти формулы обладают этим недостатком, а именно учитывая только высоту выступов шероховатости, при этом Понимая ее по-разному. Вместе с тем для полной характеристики шероховатости необходимо учитывать и формулу выступов их взаимное расположение и т.д. Т.е в этих формах имеет место недочеты интегральности  $n$ .

Как уже отмечалось, некоторые исследователи ведут дополнительные геометрические характеристики.

Так В.Н. Гончаров при грядовом режиме движения наносов наряду с основной шероховатостью  $n$  учитывает также такие параметры как высоту и длину гряды.

Для горных рек Кавказа и средней Армении А. Морозов рекомендовал формулу:

$$C = 11lg \frac{h}{d} + 16lg \frac{1}{hi} - 22, \quad (2.14)$$

где  $d$  – средний диаметр данных обложений, мм;

$i$  – уклон для потока, ‰.

Аналогичную формулу рекомендует Зудина:

$$C = \sqrt{g} (Alg \frac{h}{d} + B), \quad (2.15)$$

где  $A$  и  $B$  – параметры, определяемые для диапазона относительных.

Перспективной может оказаться зависимость Никитина, основанная на учете толщины придонного слоя  $\delta$ .

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = 4.6lg \frac{R}{\delta} + 4.0. \quad (2.16)$$

Однако толщина придонного слоя  $\delta$  является также интегральной характеристикой ничуть не менее сложной, чем  $n$ . Кроме рассмотренных, существует формула, определяющие  $C$  без привлечения шероховатости. Эти зависимости основаны на допущении о том, что в естественных условиях морфометрические и гидравлические характеристики находятся в зависимости друг от друга и определяют шероховатость.

В общем виде эти зависимости имеют вид

$$C = f(Q, B, h, I). \quad (2.17)$$

и различаются количеством переменных и числовыми коэффициентами, что свидетельствует о слабой разработанности этого направления и низкой универсальности формул.

Проведённый анализ, к сожалению, охватывает в основном выборы получения по данным лабораторных наблюдений. Исключением из этого является таблицы для определения коэффициентов шероховатости [2].



В речной гидравлики сложилось мнение, что сопротивление движению русловых потоков на горных реках определяется высотой выступы шероховатости  $\Delta$ , а на равнинных реках – донными грядами.

Действительно, на основании опытов в трубах прямоугольного сечения, данные которых сложенные зернистой шероховатостью, Н. Некурадзе получил графическую зависимость вида  $\lambda = f\left(Re \frac{K}{\Delta}\right)$ . Позднее А.П. Зегжда на основе данных измерений прямолинейных потоках подтвердил, полученную И. Никурадзе. Зависимость, после чего этот график стал называться графиком А.П. Зегжди– И. Никурадзе. Однако, как показали исследования последних лет, например, Н.С. Знаменской [6], натурные данные особенно по равнинным рекам не подтверждают зависимость А.П. Зегжди –И. Никурадзе.

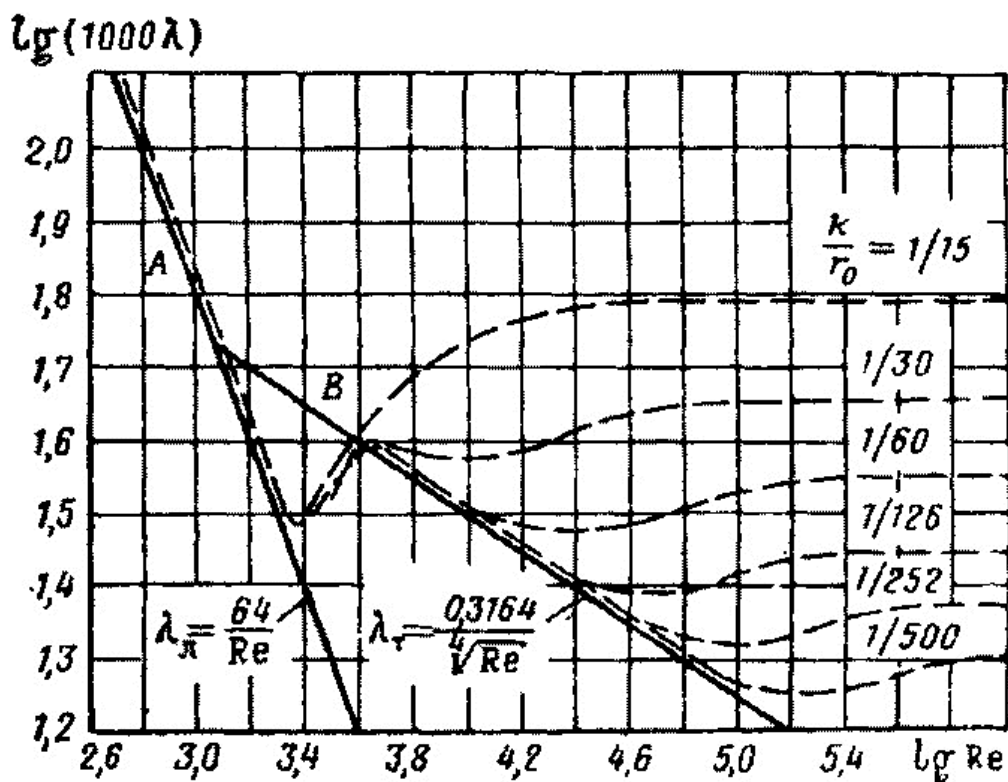


Рисунок 2.1 – Расчетный график связи безразмерных сопротивлений плоского потока с гладкой и шероховатой стенкой

Причиной этому является изменение формы перемещение наносов в различные фазы гидрологического года. Действительно, как

установлено исследованиями последних лет при переходе от безгрядной фазы перемещения наносов к донно-грядовой, наблюдается увеличение сопротивления (практически скачкообразное) в 2–7 раз. Поэтому большинство формул, содержащих параметр (высоту выступов шероховатости) обычно рекомендуют для расчётов сопротивлений русел движение потоков в них на горных реках, а для расчётов сопротивление русел равнинных рек используют формулы, основанные на коэффициенте шероховатости « $n$ », который, как уже указывалось является интегральной характеристикой различных видов сопротивлений.

Помимо различных приведённых ранее формулы для определения коэффициента Шези (2.5, 2.6 и др.), а по натурным данным вместо коэффициента Шези, его тип определяет коэффициент шероховатости, рассмотрим оригинальное предложение Кавана.

Оно основано на расчёте коэффициента шероховатости по его составляющим:

$$n = (n_0 + n_1 + n_2 + n_3)t \quad (2.18)$$

где  $n$  – расчетное значение коэффициента шероховатости;

$n_0$  – начальное его значение  $n_0 = 0.025 - 0.050$ ;

$n_1$  – учитывающее влияние зернистой шероховатости;

$n_2$  – донные гряды;

$n_3$  – растительность

$t$  – извилистость русла.

### 3 АНАЛИЗ ИСХОДНОЙ ИНФОРМАЦИИ

Для оценки таблиц определяем коэффициент шероховатости (Срибного, Чоу, Бредли) более использована исходная информация по 29 рекам, протекающим по западному склону Кавказского хребта приделах территории Грузинской республики.

При этом была использована следующие исходная информация:

1. Таблицы ИВВ и только по тем рекам, на которых имелись данные об измеренных уклонах водной поверхности.

2. Описательные характеристики состояния русла, необходимые для определения табличных значений коэффициентов шероховатости.

Из 29 рек, информация по которым была использована для расчётов, 22 реки являются горными, а 7 – полугорными.

Измерение расходов воды на всех постах выполнялись с использованием гидromетрической вертушки. Причём число скоростных вертикалей изменялось от 2/3 до 19/72, количество точек на них, как правило, равнялось двум, хотя отдельные расходы воды измерялись и многоточечными способами.

Из общего числа постов (29), только на пяти постах наблюдались деформации русла, на остальных же 24 постах, годовой сток подсчитывался по ежегодной однозначной кривой расходов воды, что свидетельствует о надёжности исходной информации. На остальных пяти постах ежедневные расходы воды были подсчитаны по временным кривым расходов воды. Переход с одной кривой  $Q = f(H)$  к другой, как правило был вызван прохождением высокого поводка.

Список постов, количество, скоростных вертикалей и точек на них, приведена в таблице 3.1.

Как вытекает из анализа и исходной информации, наименее надёжными являются сведения об уклонах водной поверхности. В тоже

время, данные измерений охватывают очень большой диапазон изменения уклонов водной поверхности от 0.2‰ до 27‰.

Таблица 3.1 – Исходные данные за 1970 г

№	Река – пост	Кол-во изм. $Q$ при откр. русле	Кол-во верт. и точек на них	Кол-во измерений $I$
1	р. Дюрсо – СВХ Абрау - Дюрсо	15	от 4/7 до 8/14	15
2	р. Вулкан – с. Архипо -Осиповка	35	от 3/7 до 11/22	35
3	р.Туапсе – г.Туапсе.	26	от 3/3 до 9/35	26
4	р. Аме – с. Аме	2	от 3/4 до 7/8	2
5	р.Псезуапсе – с.Татьяновка	13	От 7/9 до 10/20	13
6	р.Шахе – с.Солох – Ауллевый рукав.	1	От 5/8 до 5/11	1
7	р.Шахе – с.Солох – Аулправый рукав.	28	От 2/4 до 5/10	28
8	р.Сочи – с. Пластунка	49	От 5/8 до 8/16	49
9	р. Мзымта – п.Казачий брод.	23	От 2/4 до 11/19	23
10	р.Мзымта – р-он Красная поляна	30	От 7/11 до 12/30	30
11	р.Натанеби – ст. Натанеби	28	От 6/7 до 8/14	28
12	р. Сацихури – с.Дидачара	32		32
13	р.Бжуджа – с. Гоми	34	От 7/7 до 7/14	34
14	р.Бахвисцкали – курорт Бахмаро	28	От 10/10 до 19/19	28
15	р. Чаквизцкали – с. Хала	22	От 7/8 до 8/14	22
16	р.Бахвисцкали – с.Кведа- Бахви	10	От 8/8 до 11/22	10
17	р.Бзыбь – выше впадения р.Решава	29	От 7/7 до 8/14	29
18	р.Бзыбь – Джирхва	2	От 6/12 до 14/24	2
19	р.Гега – в 0.5 км выше устья	24	От 7/7 до 11/18	24
20	р. Гумиста – с. Агадара	12	От 2/2 до 3/17	12
21	р. Восточная Гумиста	28	От 6/7 до 10/24	28
22	р. Клыч – с. Омаршара	30	От 5/5 до 10/24	30
23	р.Галудзга – г.Ткварчели	20	От 4/5 до 11/18	20
24	р. Ингури – плотина, нижний бьеф	34	От 3/6 до 18/47	34
25	р.Ингури – с.Дарчели	34	От 11/15 до 13/48	34
26	р.Ингури – с.Анаклиа	38	От 15/36 до 26/27	38
27	р.Накра – с.Наки	24	От 6/11 до 10/20	24
28	р.Ткибули – г.Ткибули	20	От 5/7 до 11/20	20
29	р.Губадзеули – с.Худистави	22	От 8/11 до 12/23	22

## 4 РАСЧЕТ И ОЦЕНКА КОЭФФИЦИЕНТОВ ШЕРОХОВАТОСТИ

### 4.1 Анализ кривых расходов воды и вспомогательных зависимостей

В качестве предварительной работы были построены кривые зависимости  $Q = f(H)$ ;  $F = f(H)$ ;  $V = F(H)$ ;  $B = f(H)$ ;  $h = f(H)$ ,  $I = f(H)$ ; с целью выполнения анализа и оценки исходной информации. В качестве примера на рисунках 4.1 и 4.2 приведены указанные кривые по рекам Псеуапсе и Ингури.

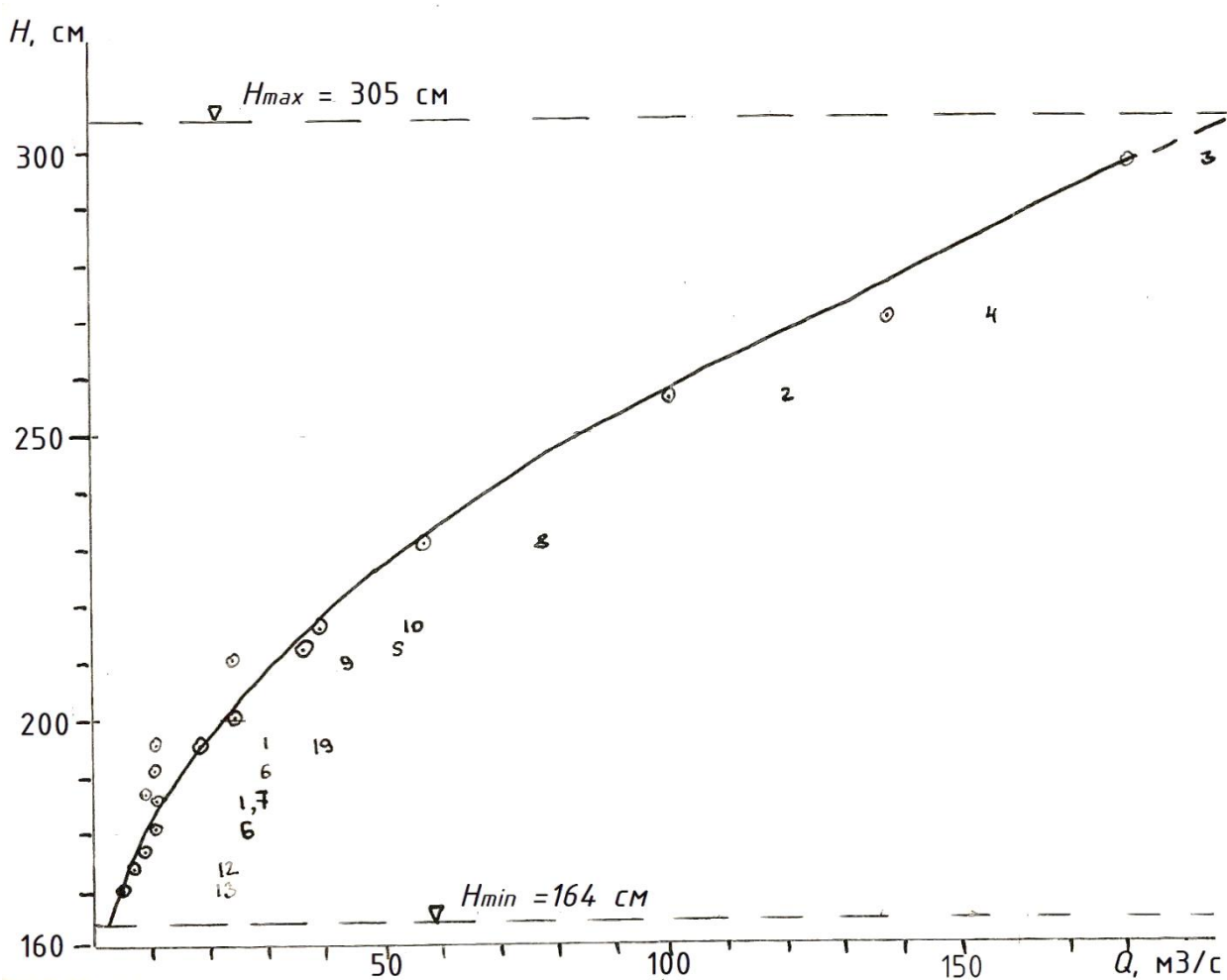


Рисунок 4.1 А – Кривая зависимости  $Q = f(H)$  р. Псеуапсе – с. Татьянаовка

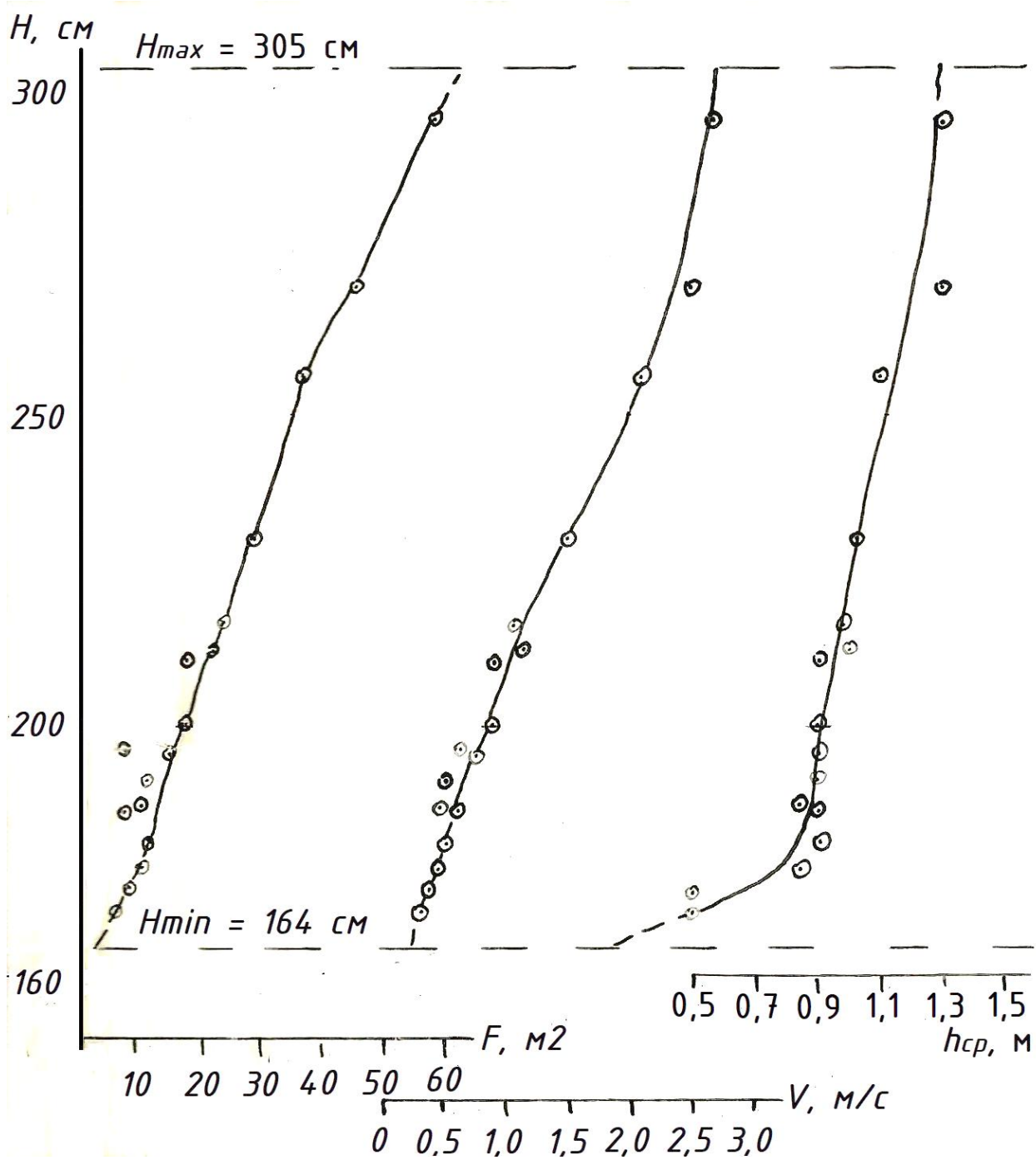


Рисунок 4.1 Б – Кривая зависимости  $F = f(H)$ ,  $V = f(H)$ ,  $h_{cp} = f(H)$   
 р. Пезуапсе – с. Татьянаовка

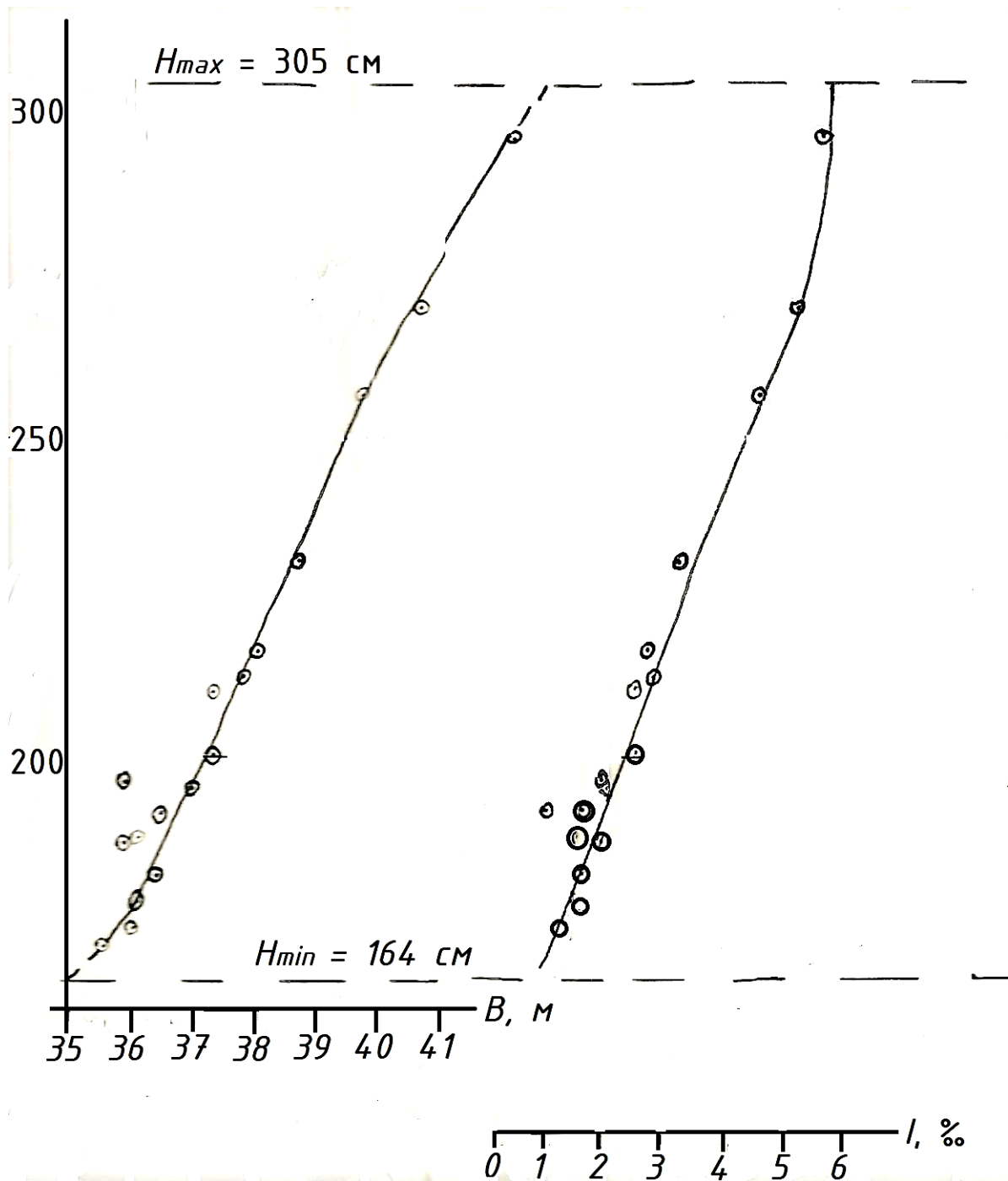


Рисунок 4.1В – Кривая зависимости  $B = f(H)$ ,  $I = f(H)$

р. Пезуапсе – с. Татьянаовка

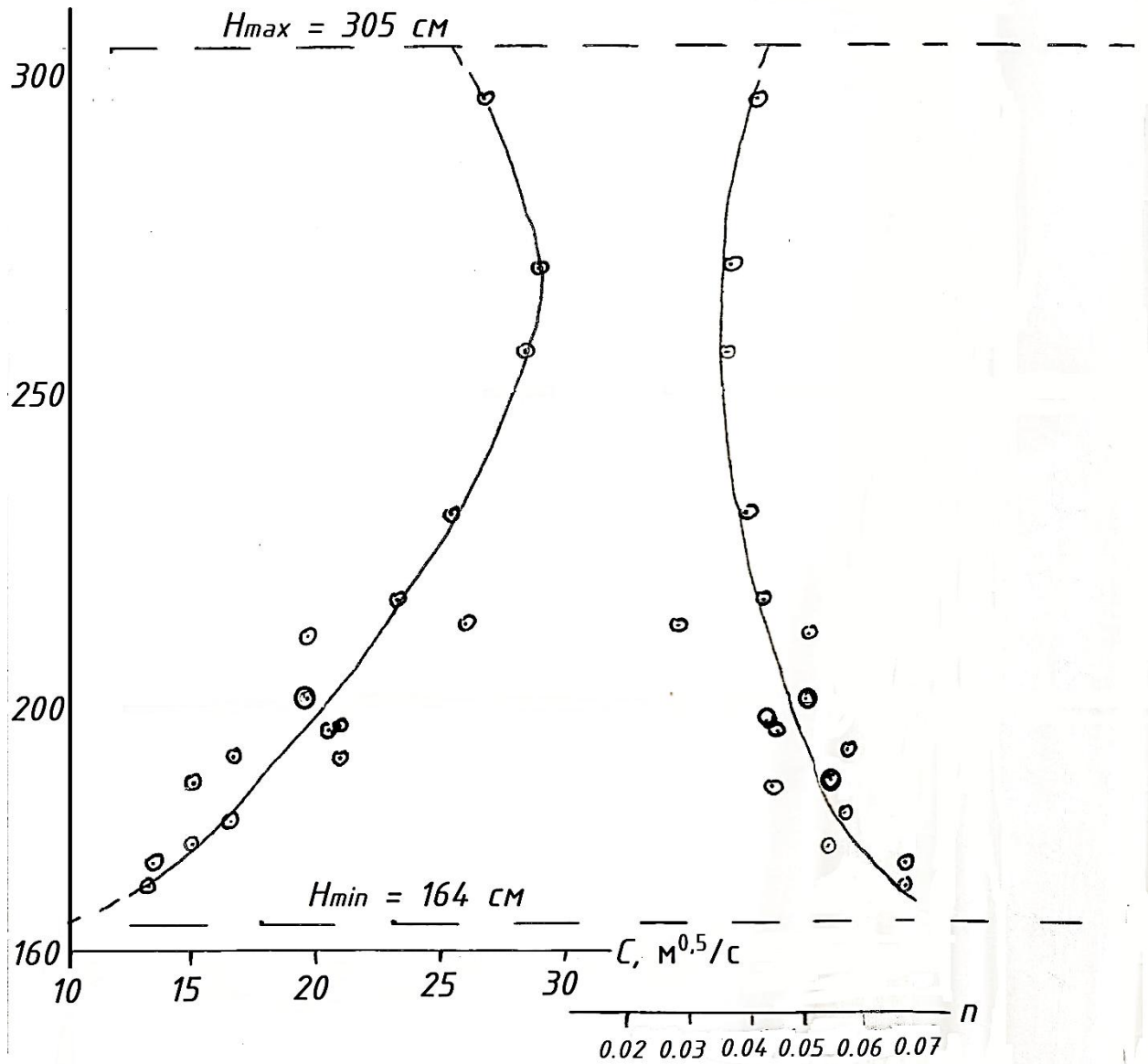


Рисунок 4.1 Г – Кривая зависимости  $C = f(H)$ ,  $n = f(H)$

р. Пезуапсе – с. Татьянавка



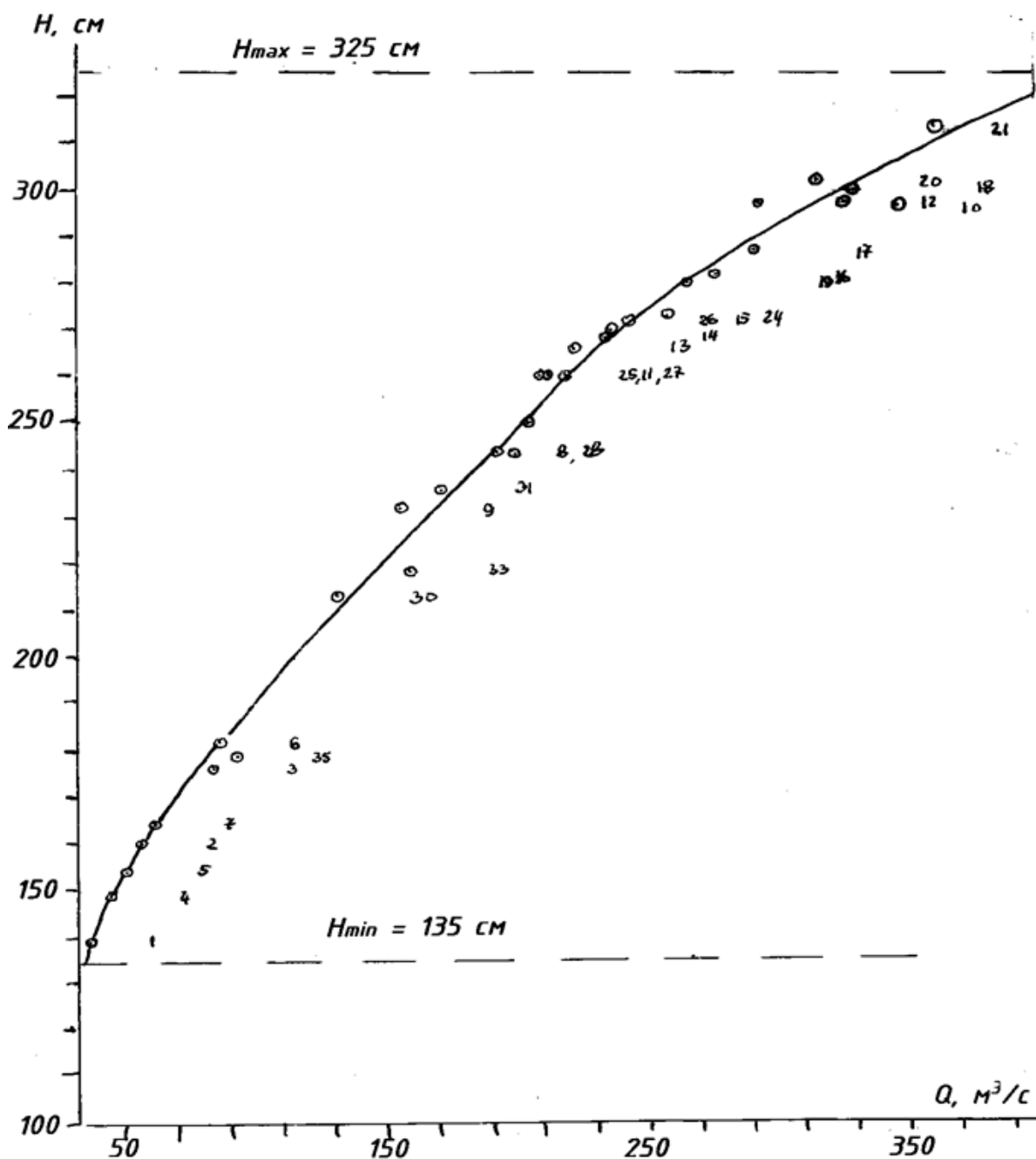


Рисунок 4.2 А – Кривая зависимости  $Q = f(H)$  р. Ингури – с. Дариели

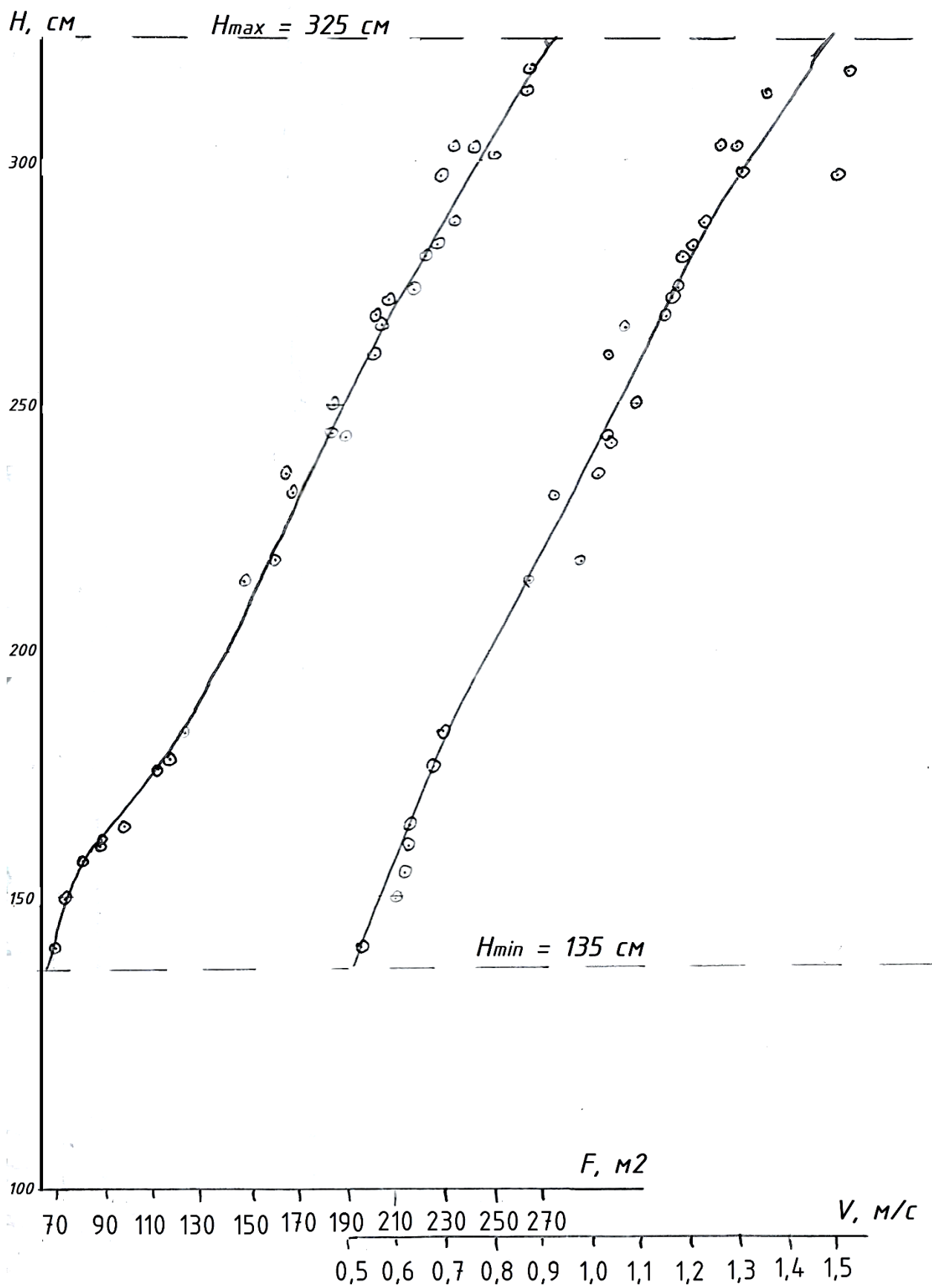


Рисунок 4.2 Б – Кривая зависимости  $F = f(H)$ ;  $V = f(H)$  р. Ингури – с. Дариели

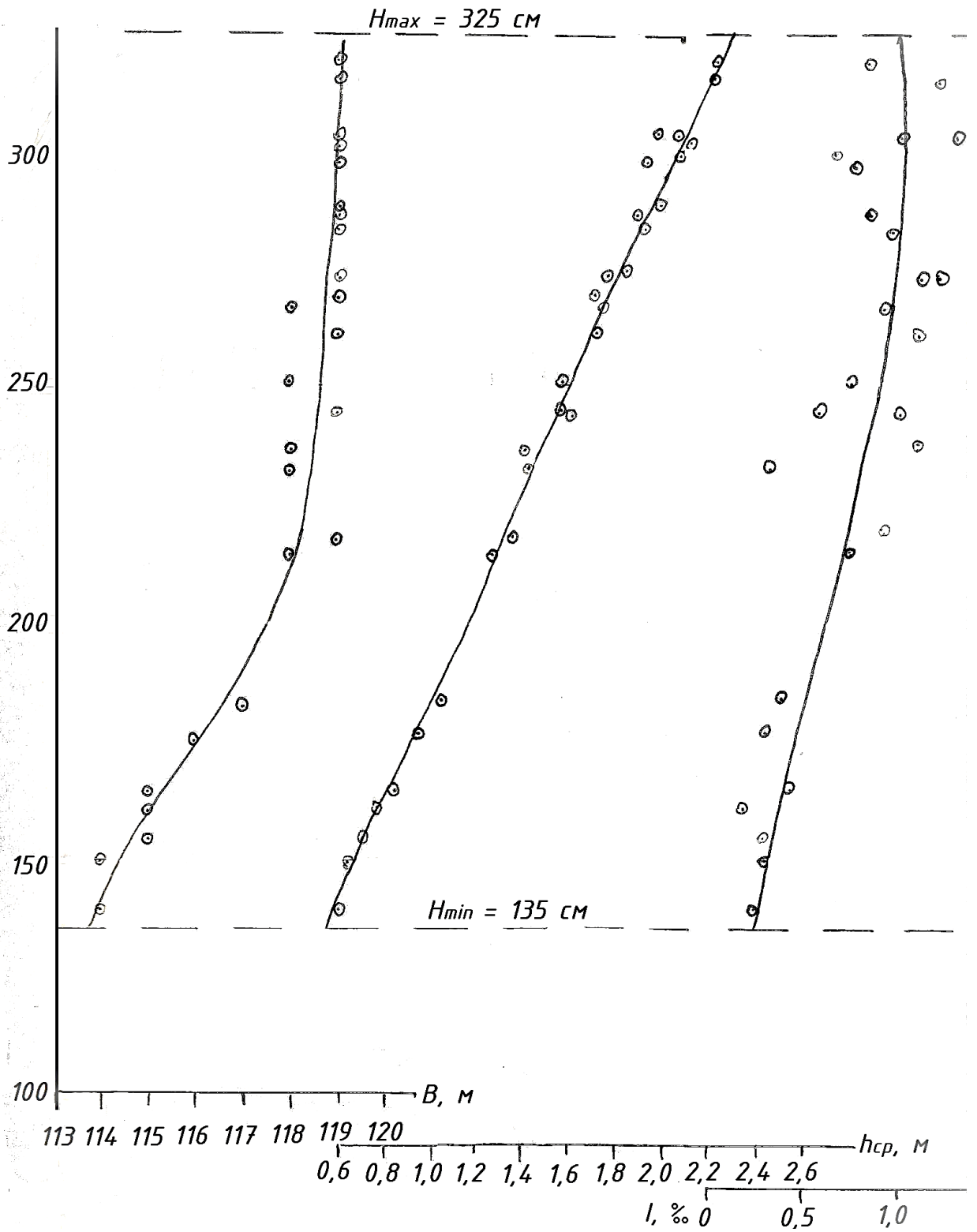


Рисунок 4.2 В – Кривая зависимости  $V = f(H)$ ;  $h_{cp} = f(H)$ ;  $I = f(H)$

р. Ингури – с. Дариели

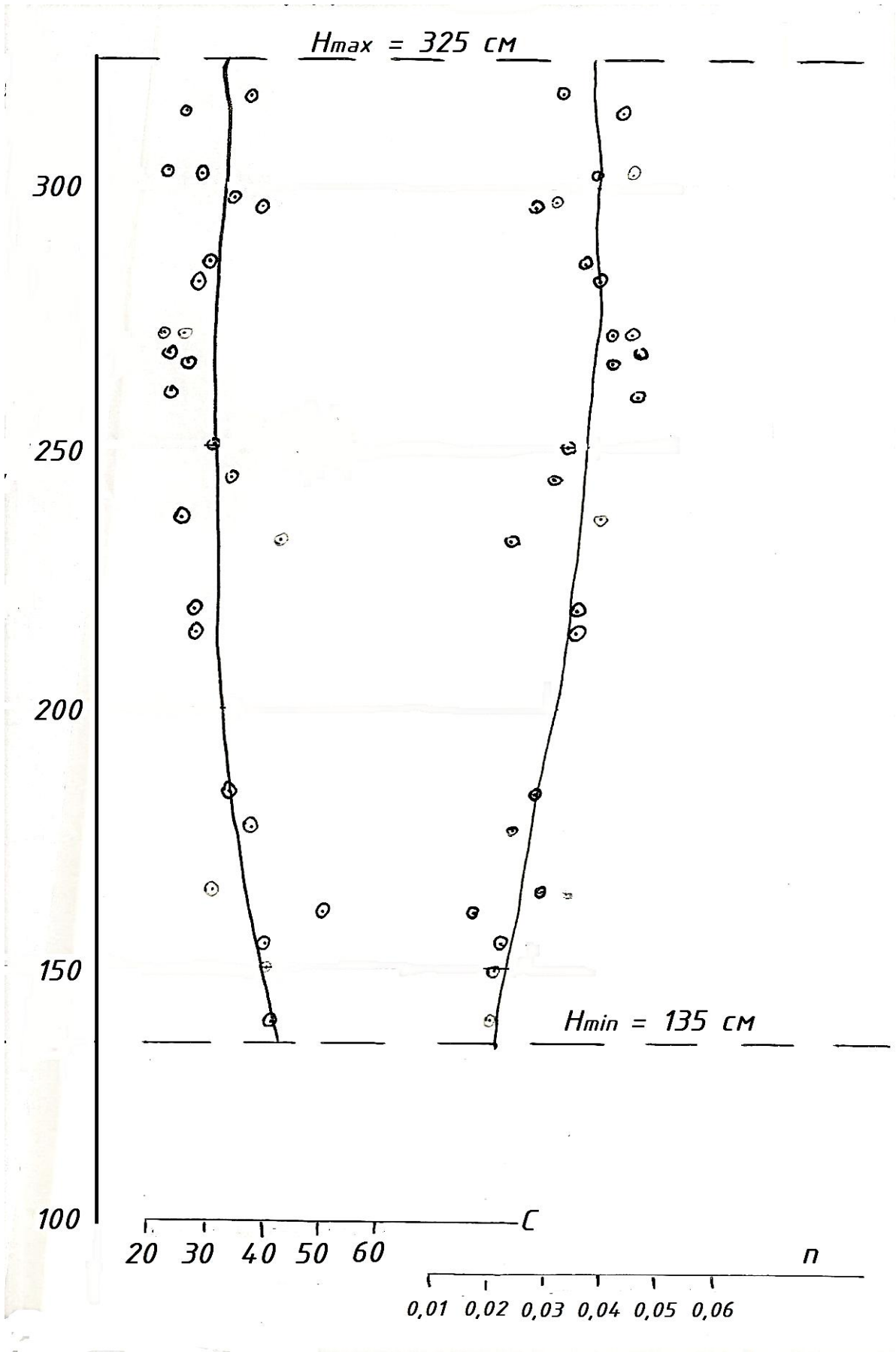


Рисунок 4.2 Г – Кривая зависимости  $C = f(H)$ ;  $n = f(H)$   
 р. Ингури – с. Дариели

Как уже указывалось в главе 3, на большинстве рек имеется однозначная, ежегодная кривая расходов воды. Для уточнения её положение ежегодно измеряется от 15 до 42 расходов воды. Разброс точек, соответствующих натурным данным, в поле координат  $[Q, H]$ ;  $[V, H]$  и других, свидетельствует как о надежности указанных кривых, так и о достаточной величине точности подсчета годового стока. Некоторым исключением являются данные об уклонах водной поверхности. Как видно на рисунке 4.2, разброс исходной информации в поле координат  $[I, H]$  достаточно велик. Действительно, отклонение точки от расчётной кривой  $I = f(H)$  достигает 30% и более. Это свидетельствует о недостаточной точности измерений уклонов водной поверхности, которая может привести к большим погрешности расчётов коэффициентов Шези шероховатости.

Как уже указывалось во второй главе, на пяти гидростворах наблюдались интенсивные деформации русла. Поэтому однозначная зависимость между уровнями и расходами воды отсутствовала. Для подсчета стока на 4 из этих постов и менялся метод временных кривых, получаемых для каждого из прошедших паводков. Переход с одной кривой  $Q = f(H)$  на другую осуществлялся с помощью метода интерполяции.

На реках Мзымта и Красная Поляна наблюдаются интенсивные деформации русла, что привело к необходимости применения метода интерполяции. Для его применения на р. Мзымте 1970 году было измерено 72 расхода воды, то есть расходы воды измерялись в среднем один раз в 5 дней, но крайне неравномерно. В паводочный период практически ежедневно, а в межень расход измерялся один раз в течение 10 – 15 дней. Это вполне обеспечивало точность подсчета ежедневных расходов воды.

#### 4.2 Расчет коэффициентов шероховатости

Как указывалось в главе 2, для расчёта коэффициентов Шези существует свыше 300 формул. Однако, большинство из них практически не

используется. Наиболее часто для расчётов применяются формулы Павловского, Маннинга, Железнякова, Агроскина и Талмазы. В то же время для горных и полугорных рек близкие результаты получаются по формулам Маннинга и Павловского. Поэтому, проведя параллельные и контрастные расчёты по этим двум формулам по данным 5 рек, получили хорошее их соответствие. Именно это явилось основанием для применения в массовых расчётах доказанной формулы Маннинга.

По исходным данным для каждого из измеренных расходов воды по данным 29 постов были подсчитаны коэффициенты Шези по формуле:

$$C = \frac{V}{\sqrt{hI}}$$

где  $V$  – средняя скорость потока;

$I$  – уклон водной поверхности.

На основе информации коэффициентов Шези по формуле Маннинга были вычисленные коэффициенты шероховатости. Их значение изменяются в очень широких пределах от 0.020 на р.Туапсе – г.Туапсе до 0.0252 на р. Дюрсо – с. Абрау-Дюрсо. Для анализа характера изменения, коэффициентов Шези и шероховатости при увеличении уровней воды были построены графические зависимости  $C = f(H)$  и  $n = f(H)$ , приведенны в качестве примера на рисунках 4.1 и 4.2. Как видно на этих рисунках, на большинстве исследованных рек, коэффициент шероховатости « $n$ » не значительно изменяется при увеличении уровней и расходов воды. Причём, как правило, большее значение параметра  $n$  соответствуют и малым глубинам, а при их увеличении коэффициенты шероховатости уменьшаются (рисунок 4.1). Однако возможен и другой характер изменения значений коэффициентов шероховатости « $n$ » при увеличении уровней воды, когда берега сильно заросли кустарниками или древесной растительностью. В этом случае коэффициенты шероховатости « $n$ » увеличиваются при увеличении уровней воды. Следует отметить, что на 20 реках (~70%) наблюдается

уменьшение значений коэффициентов шероховатости « $n$ » при увеличении и уровней, а на остальных 9 реках (~30%) либо их увеличение, либо стабилизация значений параметров « $n$ ».

#### 4.3 Оценка применимости таблиц для определения коэффициентов шероховатости

В связи с тем, что нами для расчётов были использованы только горные и полугорные реки, сведения о коэффициентах шероховатости по которым приведены только в таблицах Чоу и Бредли, а в таблице Срибного не приводится, именно данные этих двух таблиц и были приняты для сравнения с расчётными. С этой целью по описательной характеристике русла были определены табличные значения коэффициентов шероховатости ( $n_T$ ), а затем для каждого из измеренных расходов воды – разности расчётных и табличных их значений

$$\Delta h = n_p - n_T.$$

Результаты расчётов приведены в таблице 4.1. При этом средние расчётные значения для русла каждой реки вычислялись как среднее арифметическое из всех расчётных величин, а минимальное и максимальное выбиралось из полученного ряда значений. Аналогичные значения (минимальное, среднее и максимальное) определялись по соответствующим таблицам Чоу и Бредли.

Таким образом, были получены средние и экстремальные значения величин для каждого из измеренных расходов воды. По этим значениям были рассчитаны определенные значение средних отношений  $\Delta \bar{n}$ , как

$$\Delta n = \frac{\sum \Delta n_i}{m},$$

где  $n_i$  – средние значения отклонений коэффициентов шероховатости « $n$ »;

$m$  – число таких отклонений

Затем были выбраны максимальные значения отклонений  $\Delta n$  (положительные и отрицательные) именно эти сведения и приведены в таблице 4.2

Как видно в таблице 4.2 наибольшее положительное из экстремальных значений по таблицы Чоу достигает 0.24, что составляет 1500%, соответственно наибольшим из отрицательных отношений составляет 48%. Среднее значение, рассчитанное как среднеарифметическое значение из средних абсолютных значений по каждому посту составляет 0.020. Это величина отклонений довольно значительно и далеко выходит за допустимые пределы. Точным образом, не только экстремальные значения, но и осредненные далеко выходит за допустимые пределы.

Аналогичные расчёты выполняли и на основании таблицы коэффициентов шероховатости Дж. Бредли. Как видно в таблице 4.2 наибольших из полученных положительных отношений составляет 0.230, т.е. на 383% превышает табличное значение. Соответственно наибольшее из отрицательных отклонений  $n$  составляет 0.028, что она на 56 % меньше табличного значения, осредненное из средних значений отклонений несколько превышает аналогичное, по получением по таблице Чоу и составляет 0.023 (по сравнению с 0.020).



Таблица 4.1 – Сравнение расчетных и табличных значений коэффициентов шероховатости «*n*»

№	Река – пост	$n_{\text{расчетное}}$			$n_{\text{табличное}}$						$\Delta n = n_p - n_{\text{Тср}}$					
					Чоу			Бредли			Чоу			Бредли		
		<i>min</i>	сред.	<i>max</i>	<i>min</i>	сред.	<i>max</i>	<i>min</i>	сред.	<i>max</i>	<i>min</i>	сред.	<i>max</i>	<i>min</i>	сред.	<i>max</i>
1	р. Восточная Гулиста – выше плотины Сухумы, ГЭС	0.016	0.022	0.036	0.025	0.030	0.033	0.040	0.050	0.060	-0.009	-0.008	0.003	-0.024	-0.028	-0.024
2	р. Клыч – с. Омаршара	0.039	0.065	0.126	0.040	0.050	0.070	0.040	0.050	0.060	-0.001	0.015	0.056	-0.001	0.015	0.060
3	р. Ткварчели – р.Гелидзеа	0.033	0.055	0.085	0.040	0.050	0.070	0.040	0.050	0.060	-0.007	0.005	0.015	-0.007	0.005	0.025
4	р. Бзыбь – выше впадения р. Решава	0.030	0.046	0.060	0.035	0.045	0.050	0.040	0.050	0.060	-0.005	0.001	0.010	-0.010	-0.004	0
5	р.Бзыбь – с.Джирхва	0.017	0.024	0.032	0.030	0.040	0.050	0.040	0.050	0.060	-0.013	-0.016	-0.018	-0.023	-0.026	-0.028
6	р.Тега в 0.5 км. выше устья	0.036	0.067	0.113	0.040	0.050	0.070	0.050	0.060	0.070	-0.004	0.017	0.043	-0.014	0.007	0.043
7	р. Гумиста – с.Ачадара	0.036	0.052	0.078	0.040	0.050	0.070	0.040	0.050	0.060	-0.004	0.002	0.008	-0.004	0.002	0.018
8	р.Ингури – плот. Нижний бьеф	0.025	0.030	0.044	0.025	0.030	0.033	0.030	0.032	0.035	0	0	0.011	-0.005	-0.002	0.009
9	р.Ингури – с.Дарчели	0.019	0.036	0.056	0.030	0.035	0.040	0.030	0.032	0.035	-0.011	0.011	0.016	-0.011	0.004	0.021
10	р.Ингури – с.Анаклиа	0.023	0.031	0.044	0.030	0.035	0.040	0.030	0.032	0.035	-0.007	-0.004	0.004	-0.007	-0.001	0.009
11	р.Накра – с.Анаклиа	0.055	0.070	0.096	0.040	0.050	0.070	0.050	0.060	0.070	0.015	0.0196	0.026	0.005	0.0096	0.026
12	р.Ткибули – г.Ткибули	0.015	0.033	0.046	0.040	0.050	0.070	0.040	0.050	0.060	-0.025	-0.0167	-0.024	-0.025	-0.0167	-0.014
13	р. Губадзеули с.Хидистави	0.026	0.030	0.042	0.030	0.040	0.050	0.040	0.050	0.060	-0.004	-0.010	-0.008	-0.014	-0.020	-0.018
14	р.Бахвисцкали- Курорт Бахмаро	0.024	0.034	0.042	0.030	0.040	0.050	0.040	0.050	0.060	-0.006	-0.006	-0.008	-0.016	-0.016	-0.018
15	р.Чаквисцхали – с.Хала	0.080	0.016	0.290	0.030	0.040	0.050	0.040	0.050	0.060	-0.050	0.120	0.240	0.040	0.110	0.230
16	р.Натанеби – с.Натанеби	0.012	0.035	0.142	0.030	0.035	0.040	0.035	0.040	0.050	-0.018	0	0.102	-0.023	-0.005	0.092
17	р.Бахвисцкали – с.Кведа	0.037	0.043	0.047	0.040	0.050	0.070	0.050	0.060	0.070	-0.003	-0.007	-0.023	-0.013	-0.017	-0.023
18	р.Бжуджа – с.Гоми	0.011	0.0286	0.42	0.030	0.040	0.050	0.040	0.050	0.060	0.080	0.228	0.37	0.070	0.218	0.36
19	р.Сацихури – с.Дидачара	0.057	0.084	0.146	0.030	0.040	0.050	0.040	0.050	0.060	0.027	0.044	0.096	0.003	0.034	0.086

Продолжение таблицы 4.1

№	Река – пост	$n_{\text{расчетное}}$			$n_{\text{табличное}}$						$\Delta n = n_p - n_{T\text{cp}}$					
					Чоу			Бредли			Чоу			Бредли		
		<i>min</i>	сред.	<i>max</i>	<i>min</i>	сред.	<i>max</i>	<i>min</i>	сред.	<i>max</i>	<i>min</i>	сред.	<i>max</i>	<i>min</i>	сред.	<i>max</i>
20	р.Дюрсо – с.Абрау-Дюрсо	0.040	0.079	0.252	0.050	0.070	0.080	0.050	0.060	0.070	-0.010	0.009	0.172	-0.010	-0.019	0.182
21	р.Вулан – с.Архипо – Осиповка	0.026	0.057	0.204	0.035	0.045	0.050	0.035	0.042	0.050	0.004	0.012	0.154	-0.009	0.015	0.154
22	р.Туапсе – г.Туапсе	0.020	0.031	0.041	0.030	0.040	0.050	0.040	0.050	0.060	0.010	-0.009	-0.009	-0.020	-0.019	-0.019
23	р.Аме – с.Аме	0.33	0.038	0.044	0.030	0.040	0.050	0.040	0.050	0.060	0.005	-0.002	-0.006	-0.007	-0.012	-0.016
24	р.Псезуапсе – с.Татьяновка	0.028	0.046	0.067	0.030	0.040	0.050	0.040	0.050	0.060	-0.002	0.006	0.017	-0.012	-0.004	0.007
25	р.Шахе– с.Солох –Ауллевый рукав	-	0.034	-	0.030	0.040	0.050	0.040	0.050	0.060	-	-0.006	-	-	-0.016	-
26	р.Шахе – с.Солох– Аулправый рукав	0.024	0.060	0.111	0.030	0.040	0.050	0.040	0.050	0.060	-0.006	0.020	0.061	-0.016	-0.010	0.051
27	р.Сочи – с.Пластунка	0.030	0.049	0.0730	0.030	0.040	0.050	0.040	0.050	0.060	0	0.009	0.068	-0.010	-0.001	0.067
28	р.Мзымта– п.Казачий брод	0.016	0.045	0.066	0.030	0.040	0.050	0.040	0.050	0.060	-0.014	0.005	0.016	-0.024	-0.005	0.006
29	р.Мзымта– р-он Красная поляна	0.050	0.074	0.188	0.030	0.040	0.050	0.040	0.050	0.060	0.020	0.034	0.138	0.010	0.024	0.128

Таблица 4.2 – Определение и наибольшие значения отклонений расчетных коэффициентов шероховатости от табличных определены по таблицам Чоу и Бредли

Расчетная таблица		Значения $\Delta n$		
		$\Delta n$ (полож)	$\Delta n$ (сред)	$\Delta n$ (отриц)
По В.Т. Чоу	абс	0.240	0.020	-0.024
	%	1500%	17.7%	48%
По Дж. Бредли	абс	0.230	0.023	-0.028
	%	383%	43.4%	56%

Проведённые расчёты показывают, что на горных реках табличные значения коэффициентов шероховатости значительно отклоняются от расчётных. Причём эти отклонения далеко выходят за допустимые пределы. Таким образом, при расчётах расходов воды возможны большие ошибки за счет неправильного определения коэффициентов шероховатости в пределах достигающие 400 – 1500.

#### 4.4 Анализ кривых зависимостей $\frac{n}{\bar{n}} = f\left(\frac{h}{\bar{h}}\right)$

Для выявления причин отношения расчётных значений коэффициентов шероховатости от табличных данных выполнен дополнительный анализ и построены кривые зависимости  $n = f(H)$  (рисунок 4.3), а также кривые зависимости  $\frac{n}{\bar{n}} = f\left(\frac{h}{\bar{h}}\right)$  (Рисунок 4.4).

При этом средние из расчётных значений коэффициентов шероховатости определялись как средние арифметические из среднего для каждого найти значения коэффициента шероховатости и среднее арифметическое из средних глубин.

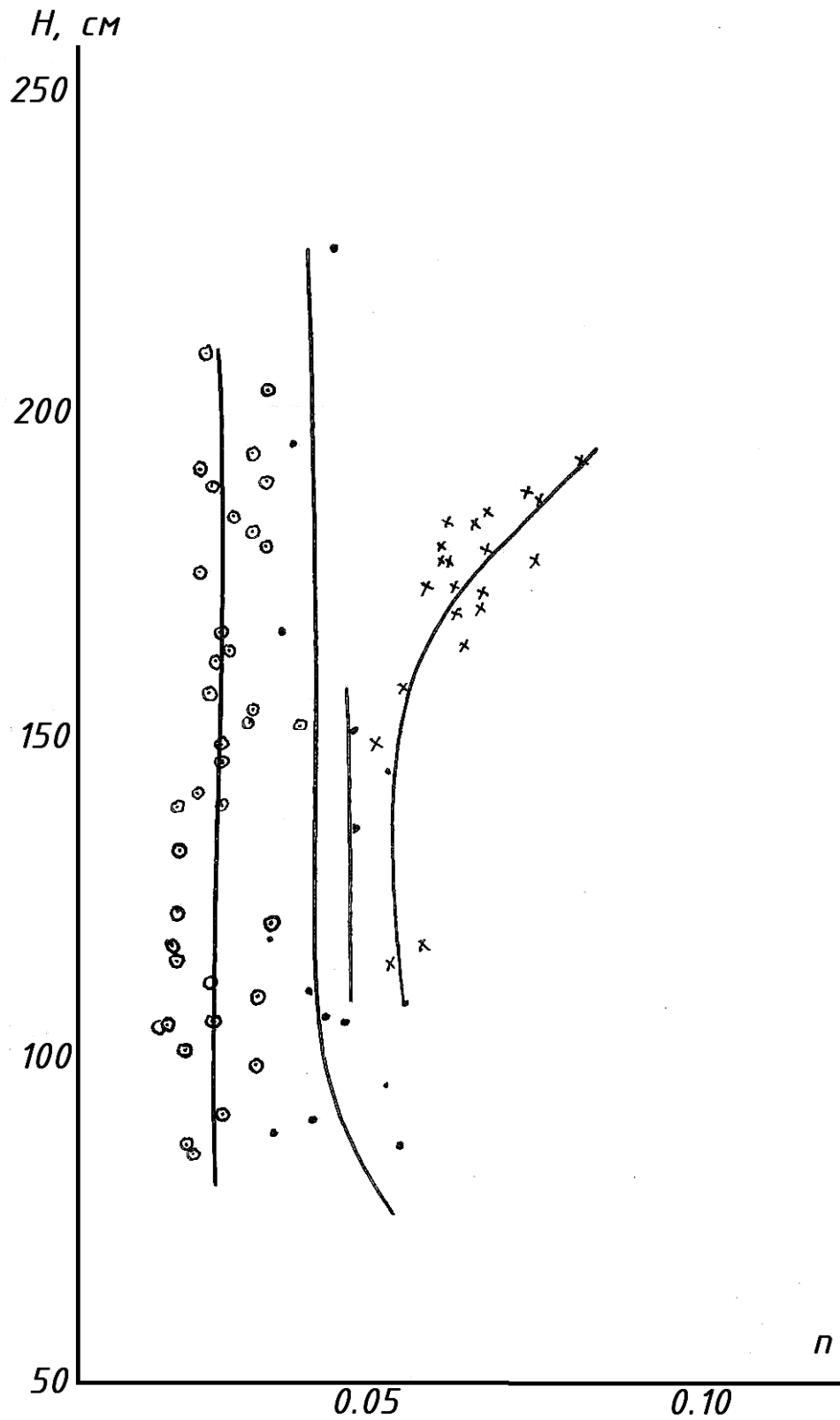


Рисунок 4.3 А – Кривые зависимости  $n = f(H)$

● – р.Бахвисцкали – с.Кведа;

○ – р. Пезуапсе – с. Татьянавка;

× – р.Бахвисцкали – с.Кведа

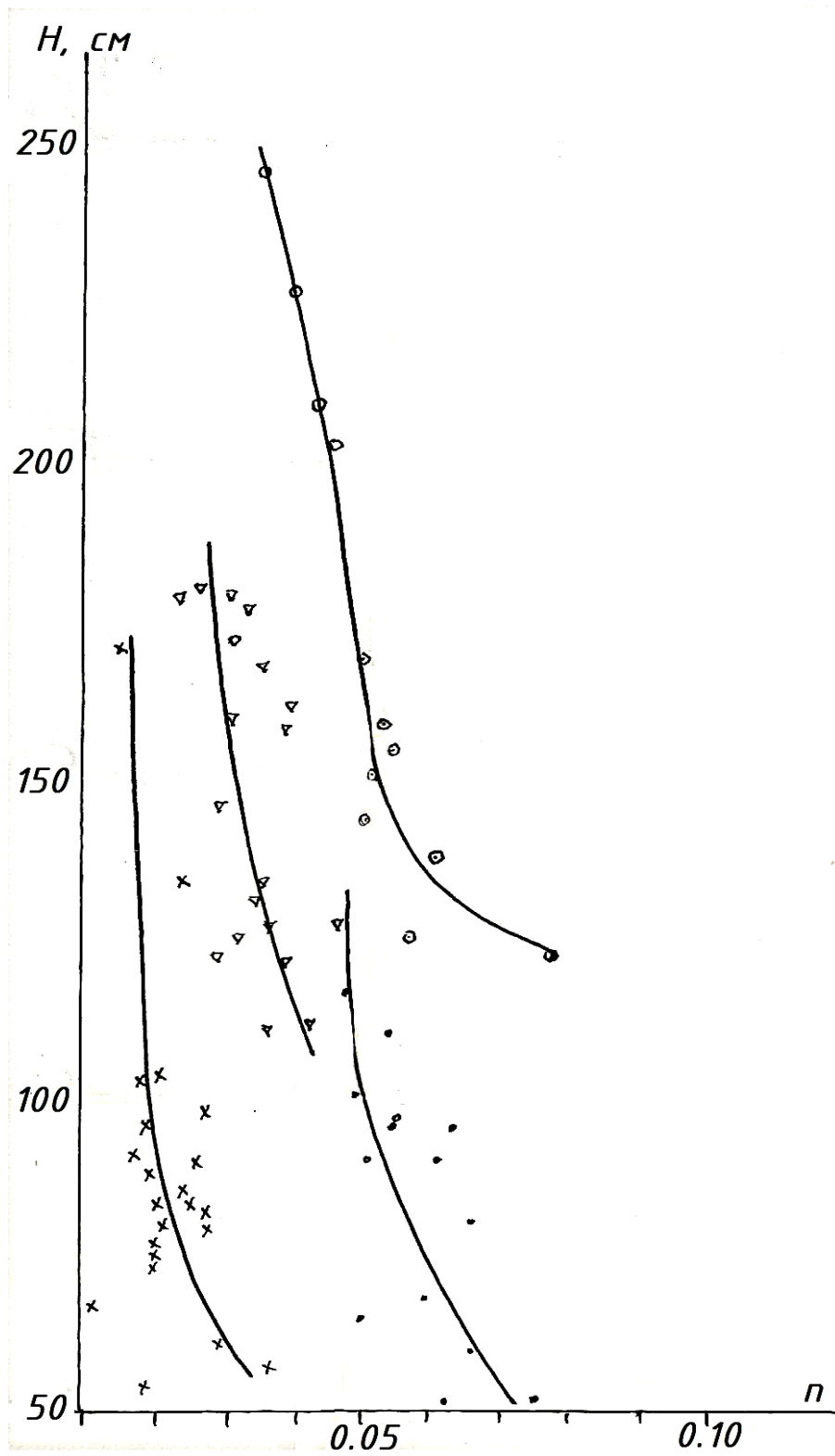


Рисунок 4.3 Б – Кривые зависимости  $n = f(H)$

● – р. Дюрсо – с. Абрау-Дюрсо;

○ – р. Туапсе – г. Туапсе;

× – р. Губадзеули с. Хидистави;

▽ – р. Сацихури – с. Дидачара

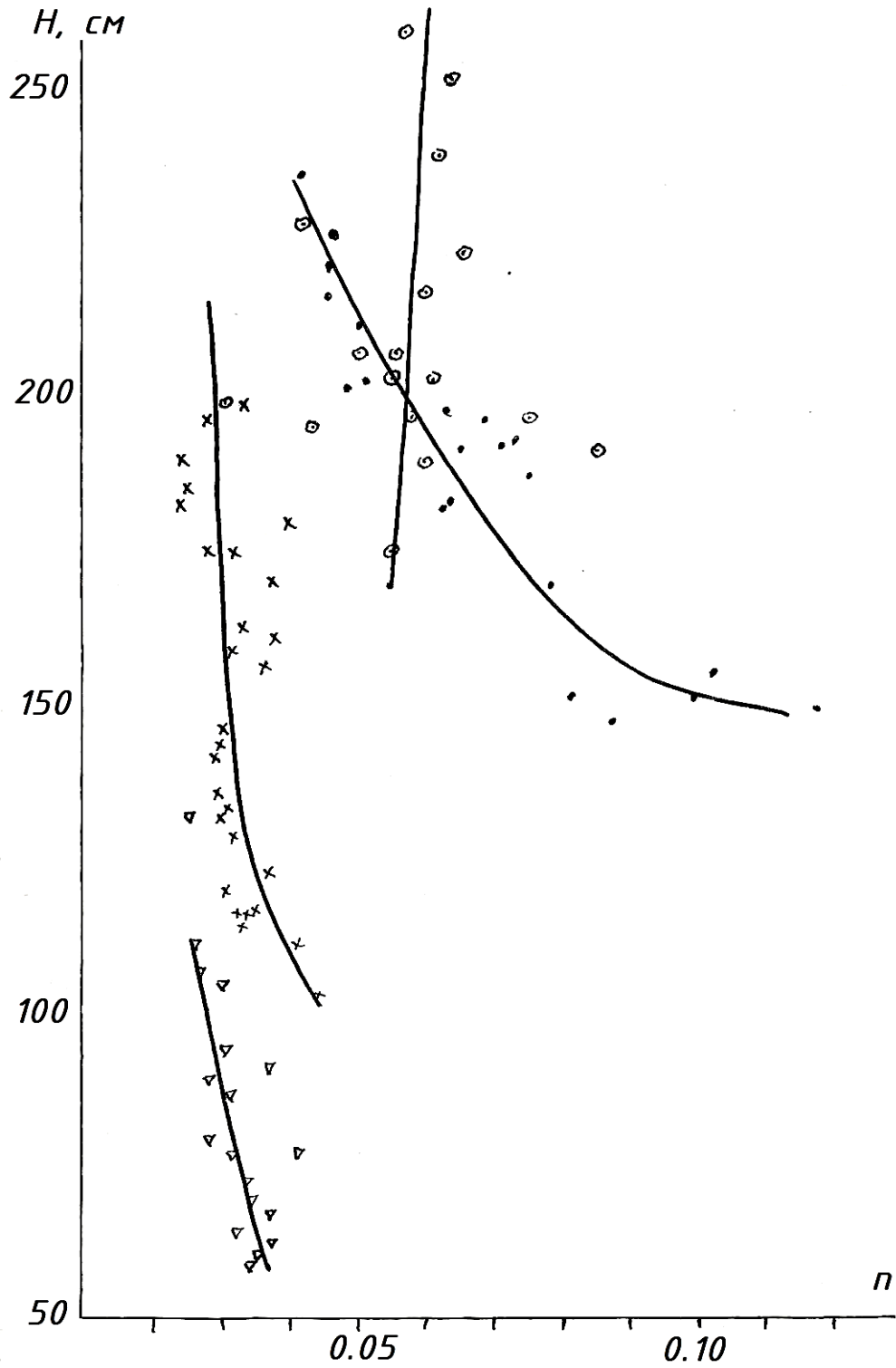


Рисунок 4.3 В – Кривые зависимости  $n = f(H)$

● – р. Сочи – с. Пластунка;

○ – р. Мзымта – р-он Красная поляна;

× – р. Чаквисцхали – с. Хала;

▽ – р. Бзыбь – с. Джирхва

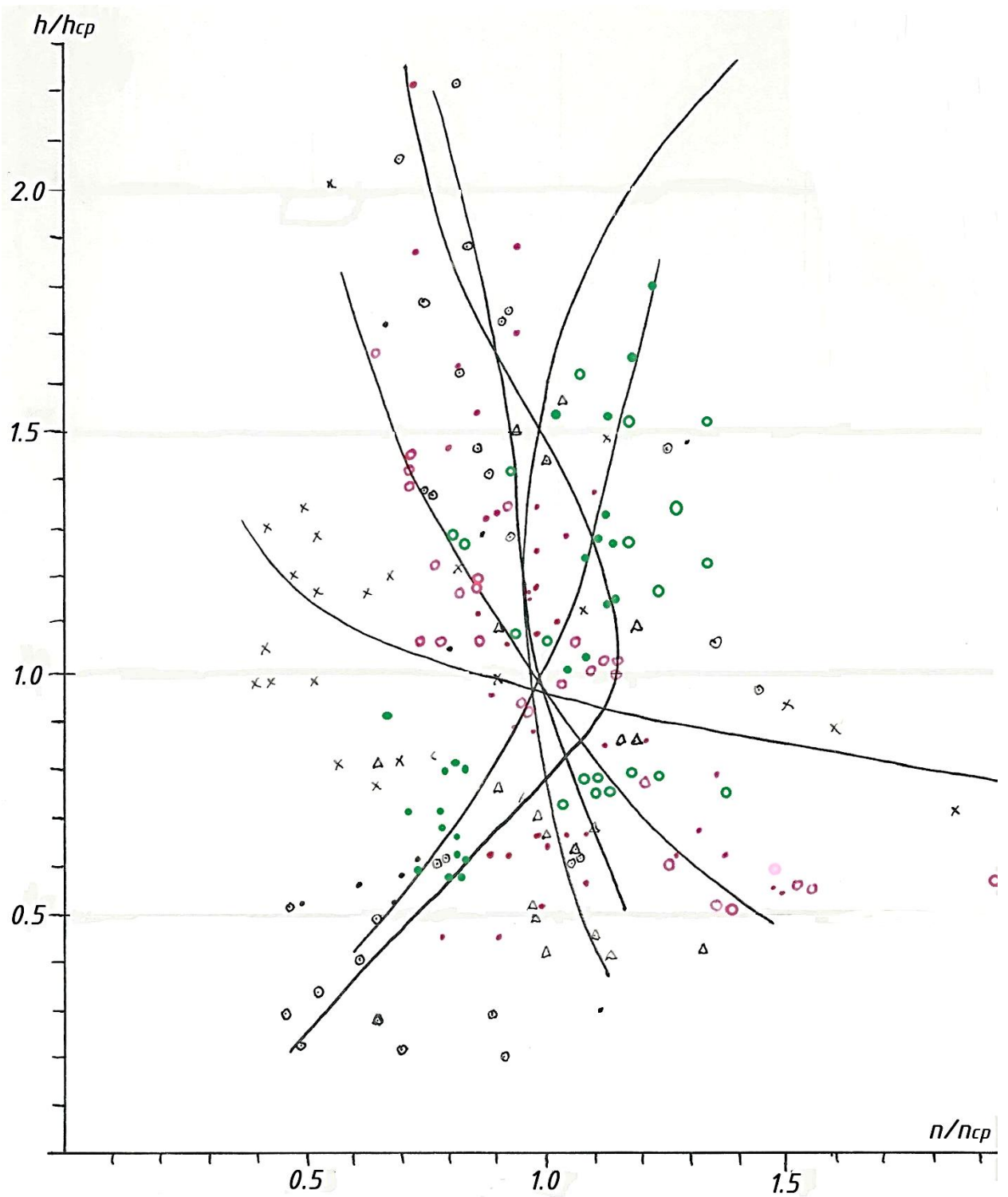


Рисунок 4.4 А—Кривы зависимости  $\frac{n}{n_{cp}} = f\left(\frac{h}{h_{cp}}\right)$

- — р. Клыч — с. Омаршара; X — р. Ингури — с. Дарчели;
- △ — р. Чаквисцхали — с. Хала; ● — р. Бжуджа — с. Гоми;
- — р. Бахвисцхали - Курорт Бахмаро; ● — р. Ткибули — г. Ткибули;
- — р. Бзыбь — с. Джирхва; ● — р. Сочи — с. Пластунка

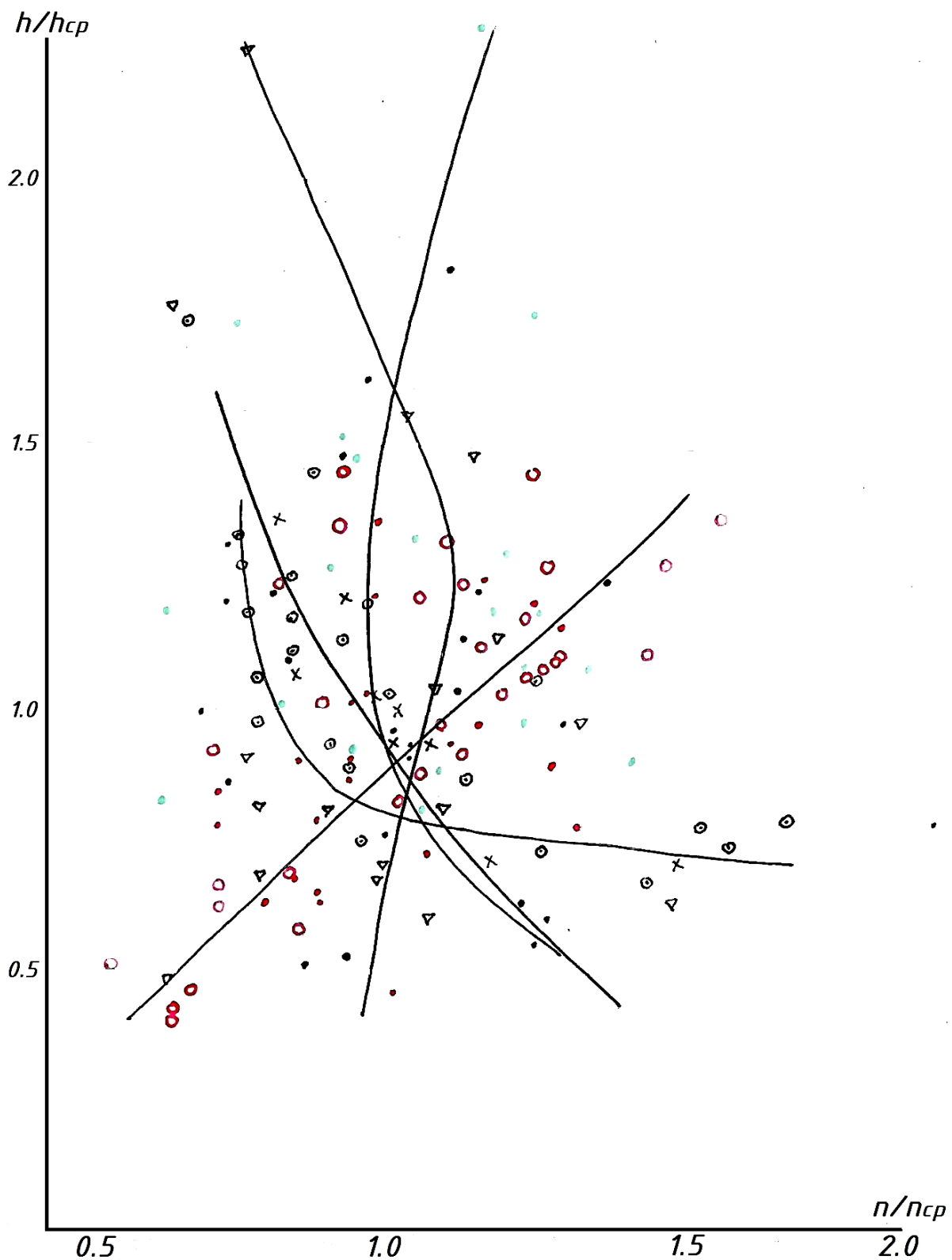


Рисунок 4.4 Б – Кривые зависимости  $\frac{n}{\bar{n}} = f\left(\frac{h}{\bar{h}}\right)$

- – р. Бахвисцкали – с. Кведа; X – р. Туапсе – г. Туапсе;
- ▽ – р. Мзымта – р-он Красная поляна; ● – р. Накра – с. Анаклиа;
- – р. Натанеби – с. Натанеби;
- – р. Дюрсо – с. Абрау-Дюрсо; ○ – р. Аме – с. Аме



Перейдём к анализу характера зависимости  $\frac{n}{\bar{n}} = f\left(\frac{h}{\bar{h}}\right)$ .

Прежде всего следует отклонить, в исследуемых реках нет точной зависимости относительных значений коэффициентов шероховатости « $n$ » от относительной глубины. Действительно, как видно на рисунке 4.1 в поле координат  $\left[\frac{h}{\bar{h}}, \frac{n}{\bar{n}}\right]$  наблюдается большой разброс точек, соответствующих расчётным данным.

Поэтому в поведении кривых зависимостей  $\frac{n_i}{\bar{n}} = f\left(\frac{h_i}{\bar{h}}\right)$  есть определённые трудности. Последние были проведены как определяющие поля точек. Таким образом, эти кривые только определяют общий характер изменения относительно их коэффициентов шероховатости при изменении относительных глубин.

На рисунке 4.2 приведены кривые зависимости  $\frac{n}{\bar{n}} = f\left(\frac{h}{\bar{h}}\right)$  для всех исследованных рек. Как видно на рисунке, характер изменения кривых зависимостей  $\frac{n}{\bar{n}} = f\left(\frac{h}{\bar{h}}\right)$  очень сложные.

Действительно, только для 35% рек четко выражена закономерность увеличения коэффициента шероховатости при увеличении относительной глубины. Для относительных рек наблюдается либо увеличение коэффициента шероховатости при увеличении относительной глубины, либо более сложный характер их изменения – увеличения, сменяемые уменьшением коэффициента шероховатости или наоборот их уменьшения, сменяемые увеличением. Большой разброс исходных данных в поле координат  $\left[\frac{n}{\bar{n}}, \frac{h}{\bar{h}}\right]$ , по-видимому объясняется низкой точностью исходной информации, особенно этим страдают данные об уклонах водной поверхности. Так на ряде рек неоправданно резко изменяется уклон водной поверхности – от нескольких ‰ до 10 – 15‰.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведённый Анализ расчётов коэффициентов шероховатости рек Западного склона Кавказского хребта в пределах Грузии позволяет сделать следующие выводы:

1. Таблицы для определения коэффициентов шероховатости, по описательным характеристикам сопротивлений русел [Бредли и Чоу] дают существенные отклонения от расчётных величин, коэффициентов шероховатости, полученных по натурным данным. При этом осредненное значение этих отклонений для горных и полугорных рек составляет 0.024 (для таблиц Чоу) и 0.020 (для таблиц Бредли), что значительно превышает допустимые погрешности расчётов, при наибольших отклонениях величин, достигающих 0.24 (по Чоу) и 0.23 (по Бредли), что соответственно составляет 1500% и 383% табличного значения коэффициентов шероховатости. Таким образом, погрешности расчётов максимальных расходов воды по формуле Шези только за счёт погрешности определения коэффициентов шероховатости могут достигать 50 – 100 и более процентов.

2. Анализ кривых зависимости  $n = f(H)$  и  $n = f\left(\frac{h}{H}\right)$  показал, что чёткой зависимости между этими характеристиками отсутствует, в полях соответствующих координат наблюдается большой разброс точек (исходных данных), который обусловлен в основном низкой точностью исходной информации. Однако на большинстве рек прослеживается тенденции к уменьшению значений коэффициентов шероховатости при увеличении глубин.

3. Рекомендуется повысить требования к организации гидрологических измерений с целью повышения их точности, обратив особое внимание по повышению точности измерения уклонов водной поверхности.

## СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 09. Закавказье и Дагестан. Выпуск 1. Западное Закавказье. Л. : Гидрометеиздат, 1966. — 299 с.
2. Барышников Н.Б. Речные поймы (морфология и гидравлика) Текст./ Барышников Н.Б. Л.: Изд. Гидрометеиздат, 1978. - 152 с.
3. Барышников Н.Б. Попов И.В. Динамика русловых потоков и русловые процессы.Л.: Гидрометеиздат .-1988.-455с.
4. Гончаров В.Н. Динамика русловых потоков [текст].- Л.: Гидрометеиздат. 1962 г., 374 с.
5. Чоу В. Гидравлика открытых каналов. Стройиздат, 1969 г. , 462с., пер. с англ.
6. Знаменская Н. С. Донные наносы и русловые процессы. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. –192 с
7. Гидротехника и мелиорация, 1979 г.
8. Гидротехническое строительство, 1973 г, издательство «Энергия».